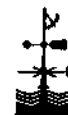


М. Е. Берлянд

**СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
АТМОСФЕРНОЙ
ДИФфуЗИИ
И ЗАГРЯЗНЕНИЯ
АТМОСФЕРЫ**



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу книги положен опыт развиваемого в СССР нового направления работ, тесно сочетающих теоретические и экспериментальные исследования распространения примесей. Последовательно излагаются исходные положения теории атмосферной диффузии, закономерности распространения и принципы расчета рассеивания в атмосфере газов и аэрозолей. Приводятся характеристика методов и приборов, применяемых для наблюдений за загрязнением воздуха, в том числе новой автоматической аппаратуры. Дается обоснование практических рекомендаций по нормированию выбросов в атмосферу, включая установление наиболее рационального комплекса защитных мероприятий и взаимного размещения предприятий и жилых массивов.

Развиваются методы прогноза опасного загрязнения воздуха от отдельных источников и их совокупности в условиях города. Исследуются макромасштабные эффекты распространения примесей с учетом соотношения их антропогенных и естественных источников, анализируются тенденции глобального загрязнения атмосферы.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся вопросами защиты окружающей среды.

This book is based on the experience of works in new branch developing in USSR in closely connecting theoretical and experimental investigations on the pollutant dispersion.

An account of basic outlines of atmospheric diffusion theory of gas and aerosols, regularities and principles of calculation of dispersion in the atmosphere are given here.

Characteristics of methods and instruments which are used for air pollution monitoring including new automatic instrumentation are presented. The basis for practical recommendations on emission standard setting, the establishment of the most rational set of measures for air pollution control and location of industrial enterprises. The methods of forecasting of dangerous air pollution from single and multiple sources under urban conditions are developed.

Macroscale effects of air pollution including the relations between its anthropogenic and natural constituents and the trend of global pollutant dispersion are investigated.

This book is of value for a large number of specialists interested in questions of environmental control.

В настоящее время значительно усилилось внимание к исследованиям загрязнения атмосферы. Существенно изменился и характер этих исследований. Еще недавно они проводились только по независимым друг от друга направлениям, связанным с техникой очистки дымовых газов, установлением гигиенических критериев опасности, изучением особенностей рассеяния примесей в атмосфере. Специалисты по каждому из этих направлений интересовались главным образом вопросами, относящимися непосредственно к разделу выполняемых ими работ. За последние годы положение существенно изменилось. Стало очевидным, что для исследования загрязнения атмосферы требуется комплексный подход и сами они являются частью более общей задачи сохранения внешней среды и рационального использования природных ресурсов. Число специалистов, привлекаемых к решению данной задачи, быстро растет, расширяется круг их взаимных интересов, обусловленных не только необходимостью понимать, но и использовать результаты, полученные в смежных областях исследований. Особенно это относится к вопросам общей оценки загрязнения атмосферы, закономерностям распространения примесей в целях контроля и борьбы с загрязнением атмосферы. Область данных исследований также значительно расширилась. Если ранее они практически относились к условиям локального загрязнения воздушного бассейна, то сейчас получили развитие работы по изучению макромасштабных эффектов распространения примесей, их роли в экологических процессах.

Над решением указанных задач с учетом многосторонней оценки последствий загрязнения воздуха совместно работают физики и математики, метеорологи и химики, специалисты в разных областях техники, гигиенисты и биологи, экономисты и юристы. В большом числе университетов и институтов введены курсы лекций по охране природы, содержащие разделы по изучению загрязнения атмосферы.

Все это явилось одним из главных факторов, определяющих характер данной книги. Автор стремился в ней изложить результаты работ, находящихся в сфере его интересов, во взаимосвязи с исследованиями в смежных областях.

Характер и содержание книги во многом также определяется тематикой работ, которые проводились автором и коллективом его сотрудников в отделе исследований атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В данном отделе за последние 10—12 лет развивались работы по основным направлениям изучения загрязнения атмосферы — теории, постановке экспедиционных работ, организации сети и методологии наблюдений, анализу полученной информации и прогнозам, а также по определению фонового загрязнения и оценке его глобальной тенденции. Эти исследования велись в контакте с работами других институтов страны и в плане международного сотрудничества. В настоящей книге обобщаются полученные результаты и подводятся первые итоги проведенных исследований.

Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам отдела исследований атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы, особенно Н. Н. Александрову, Э. Ю. Безуглой, И. В. Васильченко, Н. Ш. Вольбергу (с ним совместно написаны пп. 7.1 и 7.2), Е. Л. Гениховичу, Б. Б. Горошко, А. С. Зайцеву, И. М. Зражевскому, Т. А. Огневой, Р. И. Оникулу, О. П. Петренчук, Е. С. Селезневой, Л. Р. Сонькину, И. А. Янковскому, которые внесли значительный вклад в развитие указанных работ и оказали содействие в подготовке данной монографии. Автор глубоко благодарен Н. К. Гасилиной и И. Л. Каролу, которые прочитали рукопись и сделали весьма полезные замечания.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросам исследования атмосферной диффузии и загрязнения воздушного бассейна уделяется в последние годы все большее внимание. Связанная с ними проблема обеспечения чистоты атмосферы уже вышла далеко за пределы научных изысканий. Она приобрела важное социальное и государственное значение.

В докладе заместителя председателя Совета Министров СССР В. А. Кириллина на Четвертой сессии Верховного Совета СССР («Правда», 20 сентября 1972 г.) подведены итоги большой работы, которая проведена в данном направлении широким кругом ученых и специалистов нашей страны, а также дана общая характеристика состояния проблемы как в СССР, так и за рубежом. В докладе подчеркивается, что количество выбросов в атмосферу планеты непрерывно увеличивается. За последнее десятилетие оно удвоилось и, если не будут приняты необходимые меры, в следующее десятилетие оно увеличится по крайней мере еще в два раза. Только автомобильный транспорт, мировой парк которого составляет 250 млн. машин и постоянно расширяется, выбрасывает за 1 год 200 млн. т окиси углерода и 50 млн. т углеводородов. Десятки миллионов тонн золы и сернистого газа ежегодно поступают в атмосферу от расширяющейся сети тепловых электростанций. Как отметил В. А. Кириллин, в Советском Союзе, несмотря на значительные работы по защите атмосферы от загрязнения, в связи с непрерывным ростом промышленности, автотранспорта и недостаточностью принимаемых мер борьбы с загрязнением, концентрации вредных примесей в воздушном бассейне ряда городов еще превышают допустимые нормы. В докладе приведены примеры успешной борьбы с загрязнением воздуха и изложен обширный план мероприятий по сохранению и рациональному использованию внешней среды.

Проблема чистоты атмосферы стала предметом переговоров на высшем уровне между СССР и США в мае 1972 г. Она явилась одним из основных элементов подписанного соглашения о сотрудничестве между обоими государствами в области

охраны окружающей среды. В этом направлении советские ученые осуществляют также научно-техническое сотрудничество с Францией, Англией, Швецией и другими странами. По вопросам борьбы с загрязнением активно сотрудничают социалистические страны.

Загрязнение воздушного бассейна в ряде государств достигло столь большой степени, что потребовалась срочная разработка особого законодательства и создания специальных правительственных органов. В США образовано Агентство по защите окружающей среды, в Англии, Польше, Болгарии и ряде других стран учреждены Министерства по охране природы.

В декларации Стокгольмской конференции ООН по окружающей среде указывается, что «защита и улучшение окружающей человека среды для нынешнего и будущих поколений стала важнейшей целью человечества» («Правда», 31 августа 1974 г.).

1. Ущерб от загрязнения воздуха. В общей задаче охраны внешней среды проблема обеспечения чистоты атмосферы является особо важной. Это обусловлено тем, что загрязнение воздушного бассейна представляет угрозу как здоровью человека, так и всей окружающей среде в целом. В литературе широко используется удачный пример Дж. Голдсмита, в котором указывается, что человек потребляет в среднем в сутки 1 кг пищи, 1,5 кг воды, а через его легкие проходит 12 кг воздуха, при этом он может прожить примерно пять недель без пищи, пять суток без воды, но только пять минут без воздуха.

Известно, что вследствие загрязнения воздуха в промышленных районах происходит рост различных заболеваний. Это прежде всего относится к детям и людям старшего возраста. В многочисленных исследованиях установлена связь между загрязнением воздуха и хроническими бронхитами, эмфиземой легких и астмой. Например, Хемфри (1967) отметил, что в США с 1950 по 1965 г. процент смертности от эмфиземы легких увеличился в 10 раз. Согласно Шабладу (1973), за последние 50 лет во многих странах число заболеваний раком легких увеличилось в десятки раз. Например, в Англии число заболеваний увеличилось в 40 раз (наибольший рост), а в СССР — в 10 раз. Рост числа заболеваний в основном связывают с содержанием в продуктах сгорания топлива и ряде других выбросов в атмосферу канцерогенных веществ. В городах число этих заболеваний среди некурящих в 2 раза, а среди курящих — в 10 раз больше, чем в сельской местности (Детри, 1973). По оценкам Коммонера (1974) те, кто дышат воздухом Нью-Йорка, подвержены раку легких почти в той же степени, что и люди, выкуривающие две пачки сигарет в день. Шаблад (1973) цитирует упрощенную, но образную фразу английского ученого Райбоса: «Дым — это рак».

Согласно выборочному обследованию группы населения, про-

веденному в промышленных районах ФРГ, в большинстве случаев содержание свинца в организме оказалось выше допустимого уровня. Установлено, что количество свинца в крови городских жителей ряда районов США на 30—40% больше, чем у сельских, а у лиц, обслуживающих автомашины, оно еще на 50% больше. По обследованию, проведенному в промышленных районах Остравы (Чехословакия) в 1958 г., число заболеваний глаз конъюнктивитом увеличилось в 5—20 раз, а продолжительность лечения этого заболевания — в 2 раза, по сравнению с другими, менее загрязненными районами страны (Детри, 1973).

Еще в конце прошлого столетия в Германии были обнаружены поражения больших площадей леса вблизи металлургических заводов в результате выбросов сернистого газа. В 1903 г. вышла книга Газельгофа и Ландау о влиянии загрязнения воздуха на растительность по данным сравнительно многолетних наблюдений. Ежегодный ущерб от загрязнения воздуха, наносимый только сельскому и лесному хозяйствам США, оценивается сотнями миллионов долларов. Ашби и Фритс (1971) на основе статистического анализа толщин древесных колец обнаружили замедленный рост деревьев в промышленных областях Среднего Запада США после 1930 г. Загрязнение воздуха усиливает коррозию металлов. Отмечено, что в районах расположения химических комбинатов скорость коррозии железа и алюминиевых сплавов во много раз больше, чем в сельской местности. По наблюдениям в Бомбее отмечается, что здесь коррозия металлов происходит в 3—6 раз быстрее, чем в других прибрежных районах Индии. Маммарелла (1971) указывает, что на территории Италии за один год только за счет выпадения пыли причиняются убытки примерно в 300 млн. долларов. Обнаруживается заметное воздействие загрязнения воздуха на памятники культуры.

В США в 1968 г. ущерб от загрязнения воздуха, нанесенный здоровью населения, оценивался в 8,1 млрд. долларов, жилым постройкам — 5,2, материалам и растительности — 4,9 млрд. долларов. Ожидается, что в 1977 г., если не будут предприняты дополнительные меры, этот ущерб составит соответственно 9,3, 8,0 и 7,6 млрд. долларов (Качество среды, 1973). Аналогичные оценки показывают, что в Японии годовой ущерб составляет не менее 500 млн. долларов, а в Англии — около 600 млн. долларов. По Картрайту (1972), для Канады в 1980 г. этот ущерб достигнет 115 долларов в год на одного жителя, а для городов Онтарио и Торонто — соответственно 157 и 208 долларов в год.

Можно полагать на этом основании, что в среднем для развитых стран годовой ущерб составляет от 10 до 100 долларов на одного человека.

2. Основные направления исследований. Для борьбы с загрязнением атмосферы можно использовать широкий комплекс

мероприятий, среди которых большую роль играют совершенствование технологии производственных процессов и двигателей, а также герметизация оборудования, являющегося источником вредных веществ, очистка дымовых и вентиляционных газов, разработка более эффективных способов сжигания топлива, используемого промышленностью и транспортом, замена твердого и жидкого топлива природным газом, создание новых типов автомобильных двигателей и др.

Значительные возможности заключены в рациональном решении градостроительных задач, включая строительство объездных дорог, расширение улиц, создание подземных переходов, озеленение, более широкое использование электротранспорта.

Особое значение имеют разработки в плане метеорологических аспектов загрязнения воздушного бассейна, которые связаны прежде всего с исследованиями атмосферной диффузии, изучением закономерностей распространения примесей и особенностей их пространственно-временного распределения. Они являются основой для объективной оценки состояния загрязнения воздушного бассейна и разработки возможных мероприятий по обеспечению чистоты атмосферы. Без такого изучения невозможно определение репрезентативных мест и времени наблюдений в целях создания системы контроля за чистотой воздуха. Сами характеристики загрязнения атмосферы сейчас все в большей степени рассматриваются как метеорологические элементы. Поэтому создание системы наблюдений за загрязнением воздуха и анализ полученных результатов непосредственно смыкаются с метеорологическими задачами. Очевидно, что и решение вопросов о нормировании вредных выбросов непосредственно зависит от учета рассеивания их в атмосфере. Нужна разработка принципов взаимного размещения предприятий и жилых массивов, требуется прогноз условий погоды, при которых могут возникать опасные скопления примеси в жизнедеятельном приземном слое воздуха. Наконец, с развитием индустриализации постоянно расширяются зоны загрязнения атмосферы. Сейчас начато изучение глобального распространения выбрасываемых газов и аэрозолей, а также обратного влияния их на условия погоды и климата.

Исследования атмосферной диффузии могут широко использоваться и при решении других научных и практических вопросов. В частности, это относится к определению эффективности и усовершенствованию аэрозольных методов обработки сельскохозяйственных культур и лесов, к разработке способов активного воздействия на атмосферные процессы, в том числе борьбы с заморозками, рассеивания туманов и облаков.

Важное значение имеет решение так называемых обратных задач, когда по параметрам атмосферной диффузии определяют некоторые метеорологические характеристики, например состав-

ляющие коэффициента обмена. Эти характеристики, а также развитые методы изучения атмосферной диффузии могут быть использованы для исследования тепло- и влагообмена в атмосфере и других природных процессов.

Решение указанных задач имеет общую основу с изучением атмосферной диффузии, поскольку процессы переноса примеси в атмосфере определяются главным образом законами вихревого перемешивания. Наиболее четко проявляется эта общность при построении теоретических моделей явлений, основанных на решении уравнения турбулентной диффузии при соответствующих краевых условиях. Во всех случаях здесь требуется знание турбулентных характеристик и распределения метеорологических элементов, определяющих механизм обмена в атмосфере.

В значительной степени развитие работ по турбулентной диффузии и атмосферной турбулентности шло параллельно. Проведенные исследования турбулентности способствовали развитию работ по атмосферной диффузии, а последние, в свою очередь, стимулировали изучение турбулентного обмена в атмосфере, особенно в приземном слое воздуха.

3. Задачи книги. За последние годы издан ряд сборников, статей, докладов, материалов симпозиумов, обзорные работы и монографии по проблеме загрязнения атмосферы и воздействия его на окружающую среду. Выходят новые специальные журналы по вопросам загрязнения воздуха.

Даже на фоне общего роста печатной информации увеличение количества изданий по вопросам загрязнения воздуха особенно заметно. В книге Баркера и др. (1962) указано, что в период с 1900 по 1930 г. по этим вопросам издавалось в среднем 20—25 статей в год, а к 1950 г. число их возросло почти в 10 раз. В настоящее время, если судить по реферативным журналам, число статей и монографий по вопросам загрязнения воздуха увеличилось во много раз по сравнению с 1950 г.

Вместе с тем обобщающие статьи и монографии, как правило, относятся к отдельным, иногда сравнительно частным сторонам рассматриваемой проблемы. Книги по более широкому кругу вопросов, написанные в основном коллективами авторов, сходны скорее со сборниками статей, чем с монографиями. Весьма малое отражение в них нашел опыт работ советских исследователей.

В данной монографии делается одна из первых попыток изложить на единой основе современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения воздуха. В ней рассмотрен широкий круг вопросов, включая теоретические и экспериментальные исследования распространения атмосферных примесей, разработку метеорологических аспектов контроля и борьбы с загрязнением воздушного бассейна, а также тесно связанные с ними задачи

физики пограничного слоя атмосферы и другие разделы метеорологии. Уделяется внимание задачам локального и мезомасштабного характера, в частности изучению загрязнения воздуха и изменения метеорологического режима в условиях города, а также глобальных эффектов переноса примесей естественного и антропогенного происхождения.

Вполне понятны трудности изложения столь разных вопросов с единых позиций. Автор будет удовлетворен, если ему удалось хотя бы отчасти решить эту задачу. Однако в нахождении таких общих позиций и отыскании взаимосвязей между указанными вопросами и состоит одна из главных целей современных исследований по рассматриваемым проблемам. При этом на данном этапе исследований в некоторых случаях достаточно ограничиться лишь постановкой задачи.

Монография построена таким образом, что читатель может ознакомиться с главными ее результатами, пропустив некоторые вопросы, требующие специальной подготовки, в частности владения математическим аппаратом. В каждой главе выделяются постановка задачи и выводы, вытекающие из ее решения. Часть разделов книги рассчитана на более узкий круг читателей.

В основу излагаемого материала положены результаты работ, проводимых в последние годы в СССР и прежде всего в отделе исследований атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Наряду с ними для более полного освещения и сравнения полученных выводов по возможности шире привлекались и результаты исследований, выполненных в зарубежных странах.

1

ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ АТМОСФЕРНОЙ ДИФФУЗИИ

1.1. Основные подходы к описанию атмосферной диффузии. Систематические исследования атмосферной диффузии применительно к вопросам загрязнения атмосферы начаты сравнительно недавно. Однако их научные основы закладывались в течение длительного времени.

Уже известные работы Дж. Тейлора, А. А. Фридмана, Л. В. Келлера по вопросам турбулентности имели принципиальное значение для дальнейших исследований атмосферной диффузии. Они позволили сформулировать условия, которым должны удовлетворять субстанции, подчиняющиеся законам турбулентного перемешивания, и наметить подходы к исследованию этих закономерностей.

В 20—30-х годах XX столетия выработалось представление о том, что во многих случаях перенос тепла, влаги и количества движения в приземном слое воздуха можно приближенно рассматривать как перенос пассивной примеси и исследовать их на основе одних и тех же дифференциальных уравнений. В данной связи важное значение имели работы по теории распределения метеозлементов вблизи подстилающей поверхности, выбору и обоснованию модели для коэффициента обмена и т. д.

Связь между теоретическими исследованиями атмосферной диффузии примеси и закономерностей тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха непосредственно проявляется и при решении соответствующих задач. Так, получаемые при решении дифференциальных уравнений тепло- и влагообмена функции Грина представляют собой функции распределения диффундирующей субстанции от источников для определенных граничных условий. В этом отношении следует указать на ряд исследований по вопросам трансформации воздушных масс, локальных изменений температуры и влажности воздуха и т. п., выполненных Берляндом (1956), Лайхтманом (1970) и др.

Важное значение имело установление вида и типа уравнений, описывающих атмосферную диффузию. По аналогии с процессами молекулярной диффузии для данной цели использовались уравнения параболического типа, являющиеся обобщением известного уравнения Фикка. Однако против этого имелся ряд существенных возражений. Они вытекали из эмпирических результатов Л. Ричардсона, получивших в дальнейшем теоретическое истолкование в работах А. Н. Колмогорова и А. М. Обухова, согласно которым коэффициенты исходного уравнения, представляющие собой коэффициенты перемешивания в атмосфере, могут зависеть от масштаба турбулентных вихрей.

Одно из первых обоснований возможности использования уравнения Фикка для описания процессов диффузии в атмосфере дано Л. В. Келлером. Дальнейшее развитие этот вопрос получил в исследованиях Юдина (1946), в которых предложено выделить рассеивание частиц относительно подвижного центра и оценить таким образом роль лагранжевого эффекта. На этой основе проанализированы выводы Ричардсона о зависимости коэффициента обмена от масштаба вихрей и указаны возможности описания процессов атмосферной диффузии с помощью уравнения Фикка.

Вопрос описания атмосферной диффузии изучался также Ляпиным (1948) и Мониным (1955), которые показали возможность использования для этой цели системы гиперболических уравнений. Полученные результаты позволили оценить пределы применимости уравнения Фикка и уточнить описание диффузии примеси в некоторых случаях, в частности у границ облака примеси, когда существенное значение имеет учет конечной скорости ее распространения.

В работах Зилитинкевича (1971), Бетцова и Яглома (1971) рассматривались возможность описания турбулентной диффузии при свободной конвекции с использованием метода анализа размерностей и введением для этой цели различных масштабов длины в горизонтальном и вертикальном направлениях, а также условия, при которых допустим такой анализ. Левин (1971) построил одномерную модель диффузии примеси весьма общего типа с учетом скачкообразного изменения скорости распространения примеси и показал, что при некоторых предположениях она приводит к обычному уравнению Фикка.

Еще в первых работах по атмосферной диффузии наметилось два подхода к теоретическим исследованиям распространения примеси в приземном слое воздуха. Один из них связывался с работой А. Робертса, основанной на решении уравнения турбулентной диффузии с постоянными коэффициентами. Другой подход, развитый О. Сеттоном, состоял в использовании для определе-

ния концентрации примеси от источника формул, полученных на статистической основе.

Согласно Сеттону (1958), распределение примеси вблизи точечного источника в разных направлениях описывается гауссовским законом. Он полагает, что концентрация примеси в точке (x, y, z) от источника, расположенного в начале координат, пропорциональна произведению

$$p_y = \frac{1}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}}$$

на аналогичные функции p_z и p_x , относящиеся к координатам z и x . Здесь σ_y^2 — дисперсия распределения примеси в направлении y . Задавая определенный вид для лагранжевой корреляционной функции $R_i(\xi)$ для концентраций и используя теорему Тейлора о связи этой функции с σ_i (см. п. 2.6), Сеттон получил, что

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{2} c_i^2 (\bar{u} t)^{2-n},$$

где c_i — некоторые коэффициенты, $\bar{u}$ — средняя по высоте скорость ветра. В случае мгновенного источника t — время после момента действия источника, а для непрерывно действующего источника полагается, что $t = x/\bar{u}$ ($i=1, 2, 3$ соответствует x, y, z).

Сеттон показал также, что при избранном им виде функции $R_i(\xi)$ должен выполняться степенной закон для изменения скорости ветра с высотой, где показатель степени связан с n . Следовательно, параметр n , необходимый для расчета концентрации, можно определить по вертикальному профилю скорости ветра и тем самым косвенно учесть условия стратификации.

Первоначально Сеттон получил формулу для случая наземных источников, которая затем подтвердилась результатами наблюдений в Портоне (Англия) при равновесных условиях для сравнительно небольших расстояний (несколько сотен метров). Впоследствии эта формула была применена без достаточного обоснования и для случая высотного источника.

Описание переноса примеси с помощью уравнения турбулентной диффузии относится обычно к фиксированной в пространстве системе координат и связано, таким образом, с эйлеровыми характеристиками. При статистическом описании процессов атмосферной диффузии большей частью исходят из лагранжевой системы координат. Для установления связи между двумя указанными подходами существенно изучить соотношение между

лагранжевыми и эйлеровыми характеристиками турбулентной среды.

Обзоры исследований в рассмотренных направлениях содержатся, например, в книгах Пэсквилла (1962), Молина и Яглома (1965), Ченади (1973), Детри (1973), Пристли и др. (1958), «Метеорология и атомная энергия» (1959, 1971).

В работах, проводившихся в СССР, исходя в определенной степени из указанных выше исследований, большей частью избирался путь решения уравнения турбулентной диффузии с переменными коэффициентами. Такой подход является более универсальным, позволяющим исследовать задачи с источниками различного типа, разными характеристиками среды и граничными условиями. Он дает возможность использовать параметры турбулентного обмена, применяемые в задачах тепло- и влагообмена. Эти обстоятельства весьма существенны для развития практического использования результатов теории, в том числе и нормирования выбросов.

Попытки нормировать промышленные выбросы в атмосферу в зависимости от некоторых метеорологических характеристик начаты 30—40 лет тому назад. Первые расчетные формулы для определения приземной концентрации примеси от источников были даны в работе Бозанке и Пирсона (1936) и в указанных исследованиях Сеттона. Вследствие интенсивного роста загрязнения воздуха эти результаты, особенно формулы Сеттона, получили быстрое распространение во многих странах. Интерес к ним возрос еще больше, когда началось сооружение атомных реакторов и потребовались оценки возможного загрязнения воздуха радиоактивными веществами. С этого времени значительно расширились работы как по опытной проверке расчетных формул, так и по дальнейшему теоретическому обобщению их.

В СССР первые работы по расчету рассеивания промышленных выбросов были выполнены Шелейховским (1949), Андреевым (1952), Дергачевым (1953), которые использовали формулу Сеттона или сходные с ней соотношения.

Проведенные экспериментальные работы показали, что указанные расчетные формулы отражают главным образом качественно некоторые особенности распространения примесей в атмосфере. Однако в количественном отношении между данными наблюдений и вычислений имеются значительные расхождения. Это побудило вводить в расчетные формулы поправочные коэффициенты, разрабатывать другие эмпирические и теоретические соотношения.

Широкую известность приобрели работы Мида (1960), Хоккинса и Нонебла (1955), Виппермана (1961) и др. В своей основе они содержат соотношения типа формул Сеттона или Бозанке и Пирсона.

К настоящему времени имеется большое число весьма разнообразных формул для определения концентрации примеси, однако немногие из них апробированы и рекомендованы для широкого использования в качестве нормативных документов отдельных стран.

При использовании некоторых из предложенных формул, например, в проектных организациях СССР вычисленные значения концентраций для согласования их с экспериментом уменьшались в 3—5 раз, а иногда и в 10—15 раз. Понятно, что при столь больших поправках роль теоретических предпосылок, положенных в основу расчета, значительно снизилась и расчетные формулы приобрели эмпирический характер. Это, в частности, относится к весьма важному соотношению между значениями максимума наземной концентрации и высотой трубы. Поскольку поправочные коэффициенты были получены для сравнительно низких труб, их применение для более высоких труб оказалось физически не обоснованным. Особенно ощутимой получилась разница при мощных источниках выброса вредных веществ в атмосферу.

Со временем практика выдвинула новые требования к исследованиям атмосферной диффузии. Появилась необходимость изучить особенности турбулентного перемешивания на более высоких уровнях и условия рассеивания примеси от источников до больших расстояний по сравнению с предыдущими исследованиями. Метеорологические факторы должны теперь учитываться полнее и строже. Недостаточно ограничиться, как это было ранее, только данными о скорости ветра и температуре воздуха у земли. При расчете рассеивания выбросов от высоких источников требуется развитие теории турбулентной диффузии в слое воздуха толщиной в несколько сотен метров с учетом возможных изменений температуры, ветра и коэффициента обмена. Потребовались также переход от условий ровного места, к которым обычно относились предыдущие исследования, к условиям реальных форм рельефа, разработка методов наблюдений и характеристики загрязнения атмосферы на больших площадях и т. п. Исследования последних 10—15 лет были в основном направлены на обеспечение этих практических запросов.

1.2. Исходные уравнения. При описании процессов диффузии примеси в турбулентной атмосфере можно выделить средние значения концентрации примеси и пульсационные отклонения от них наряду со средними величинами и флуктуациями скоростей движения воздуха. Это позволяет с помощью обычных приемов осреднения перейти от уравнения диффузии для мгновенных концентраций к уравнению турбулентной диффузии для средних значений концентраций. В общем виде изменения средних значений концентраций q описываются уравнением

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} - \alpha q. \quad (1.1)$$

Здесь оси x и y расположены в горизонтальной плоскости, ось z — по вертикали, t — время, u, v, w — составляющие средней скорости перемещения примеси соответственно по направлению осей x, y, z , k_x, k_y, k_z — горизонтальные и вертикальная составляющие коэффициента обмена, α — коэффициент, определяющий изменения концентрации за счет превращений примеси.

При решении конкретных задач общий вид уравнений может быть упрощен. Так, рассмотрение установившихся процессов позволяет принять $\frac{\partial q}{\partial t} = 0$.

Далее обычно выделяется среднее движение в горизонтальной плоскости. Если ось x ориентировать в направлении ветра, то $v=0$. Вертикальные движения в атмосфере над горизонтальной однородной подстилающей поверхностью малы и могут не учитываться. Ось z обычно направлена вверх, поэтому в случае тяжелых примесей величина w равняется (со знаком минус) скорости их осаждения, а для легких примесей, не имеющих собственной скорости осаждения, можно принять $w=0$.

В общем случае коэффициент обмена в турбулентном потоке представляется тензором второго порядка. В предположении, что оси координат совпадают с главными осями тензора, недиагональные компоненты тензора исчезают и только диагональные отличны от нуля: $k_{xx}=k_x, k_{yy}=k_y, k_{zz}=k_z$.

В действительности главные оси тензора турбулентной диффузии могут не всегда совпадать с координатными осями. Данный вопрос поднимался в ряде работ. Более подробно он проанализирован Ягломом (1972), который привлек, кроме уравнения диффузии параболического типа, еще гиперболическое уравнение, описывающее процесс распространения примеси в атмосфере с конечной скоростью. В результате был сделан вывод о том, что учет недиагональных составляющих тензора k является более существенным, чем учет конечной скорости диффузии. Вместе с тем оценку составляющих k настоящему времени удалось выполнить только для некоторых частных случаев, и поэтому их учет при решении конкретных задач далеко не всегда представляется возможным.

При наличии ветра можно пренебречь членом, учитывающим диффузию по оси x , поскольку в этом направлении диффузионный поток примеси значительно меньше конвективного. В последнем легко убедиться, наблюдая за распространением дыма от труб. Дым практически не распространяется против ветра.

Это означает, что влияние диффузии мало, ибо по ветру и в противоположном ветру направлении оно должно быть одинаковым. Имеются и математические оценки, указывающие на незначительность данного эффекта. Они основаны на решении дифференциального уравнения турбулентной диффузии при постоянных коэффициентах с учетом k_x (Новиков, 1958; Кароль, 1960; Ченди, 1973).

Таким образом, в случае установившейся диффузии при условиях горизонтально однородной местности после указанных упрощений исходное уравнение приобретает вид

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y} - \alpha q. \quad (1.2)$$

В уравнении (1.2) для легкой примеси ($w \approx 0$) второй член в левой части исчезает, для случая сохраняющейся примеси ($\alpha=0$) исчезает и последний член в правой части. При наличии в атмосфере вертикальных токов член $w \frac{\partial q}{\partial z}$ приобретает иной смысл, поскольку w включает вертикальную составляющую скорости движения. В условиях сложного холмистого рельефа, когда направление ветра не горизонтально, необходимо учитывать и член $\frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x}$.

1.3. Граничные условия. Уравнение (1.2) имеет первый порядок по переменной x и второй порядок по переменным y и z . Поэтому должно быть поставлено одно начальное условие по x и два граничных условия по y и z . Строго говоря, выбросы примеси в атмосферу осуществляются от объемных источников. Однако размеры этих источников малы по сравнению с расстояниями, на которых исследуется создаваемое ими поле концентрации. Поэтому при постановке начальных условий рассматривают только точечные или линейные источники. В первых исследованиях атмосферной диффузии от источников обычно не ставилось начальное условие по x , а использовались соотношения, определяющие сохранение примеси в вертикальном столбе воздуха на различных расстояниях от источника, которые, естественно не могли рассматриваться как граничное условие. В работе Берлянда (1963), выполненной в 1946 г., было предложено в качестве начального условия принимать известным конвективный поток примеси, поступающей от источника в атмосферу, и для описания точечного источника вводить δ -функцию. Это условие для точечного источника, расположенного в точке $x=0, y=0$ и $z=H$, записывается в форме

$$uq = M \delta(y) \delta(z-H) \text{ при } x=0, \quad (1.3)$$

где M — выброс вещества от источника в единицу времени.

По определению, δ -функция удовлетворяет соотношению

$$\int_a^b \varphi(\xi) \delta(\xi - \alpha) d\xi = \varphi(\alpha)$$

при значениях α , попадающих в интервал (a, b) , и

$$\int_a^b \varphi(\xi) \delta(\xi - \alpha) d\xi = 0$$

для других значений α . Здесь $\varphi(\xi)$ — некоторая произвольная функция.

Граничные условия на бесконечном удалении от источника принимаются в соответствии с естественным предположением о том, что при этом концентрация убывает до нуля

$$q \rightarrow 0 \text{ при } z \rightarrow \infty, \quad (1.4)$$

$$q \rightarrow 0 \text{ при } |y| \rightarrow \infty. \quad (1.5)$$

При формулировке граничного условия на подстилающей поверхности выделяют случаи, когда примеси распространяются над водной поверхностью. Большей частью вода поглощает примеси, и поэтому концентрация их непосредственно у ее поверхности равна нулю, т. е.

$$q = 0 \text{ при } z = 0. \quad (1.6)$$

С поверхностью почвы примеси обычно слабо взаимодействуют. Попав на поверхность почвы, примеси не накапливаются на ней, а с турбулентными вихрями снова уносятся в атмосферу. Для упрощения задачи поэтому принимается, что средний турбулентный поток примеси у земной поверхности мал, т. е.

$$k_z \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \text{ при } z = 0. \quad (1.7)$$

В общем случае, однако, граничное условие на подстилающей поверхности формулируется с учетом возможности поглощения и отражения примеси. Монин (1962) предложил задавать это граничное условие в виде

$$k_z \frac{\partial q}{\partial z} - \beta_1 q = 0 \text{ при } z = 0, \quad (1.8)$$

где β_1 — некоторая постоянная, которая характеризует взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью. Из (1.8) при $\beta_1 \rightarrow \infty$ и $\beta_1 = 0$ соответственно следуют два предыдущих условия (1.6) и (1.7).

Сложность использования последнего соотношения в качестве граничного условия при рассмотрении практических вопро-

сов состоит в том, что до настоящего времени недостаточно сведений о значениях β_1 . Можно указать только на результаты опытов Чемберлена (1964) по оценке захвата примеси различными искусственно создаваемыми поверхностями и на данные обработки отдельных наблюдений, приведенные Бызовым и Махонько (1968). Поэтому обычно ограничиваются рассмотрением более простых условий (1.6) и (1.7).

На некотором удалении от подстилающей поверхности отмечено (Берлянд, 1956), что значения концентрации для высотного источника, вычисленные на основании решения уравнения диффузии при различных граничных условиях ((1.6) и (1.7)), даже для сравнительно небольших высот источника мало различаются между собой. Этот вывод подтверждается и численными расчетами, аналогичными представленным в п. 6.7, из которых следует, что для источников высотой 50—100 м и более до расстояний не менее 1 км суммарное поглощение примеси подстилающей поверхностью составляет очень небольшую часть от общего количества примеси, поступающей от источника в атмосферу.

1.4. Время установления процесса диффузии. Уже отмечалось, что установившиеся процессы диффузии описываются уравнением (1.2). Вместе с тем при исследовании переноса промышленных выбросов в атмосфере, и особенно при постановке специальных экспериментов с источником примеси существенно определить момент времени, после которого рассматриваемый процесс приобретает стационарный характер. Для этого воспользуемся оценками, аналогичными выполненным в работе Берлянда (1961). Будем исходить для концентрации примеси s от мгновенного источника из уравнения

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + w \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial s}{\partial y} \quad (1.9)$$

и граничных условий

$$k_z \frac{\partial s}{\partial z} = 0 \text{ при } z = 0,$$

$$s = 0 \text{ при } z \rightarrow \infty \text{ и } |y| \rightarrow \infty.$$

Для мгновенного источника мощностью M в точке $x=0$, $y=0$, $z=H$ в качестве начального условия примем

$$s = M \delta(x) \delta(y) \delta(z - H) \text{ при } t = 0. \quad (1.10)$$

Источник примеси можно в общем случае рассматривать как источник конечного времени действия. Используя известный принцип суперпозиции и полагая для упрощения скорость ветра u постоянной, получим, что к моменту времени t концентрация s

от источника, действующего в течение периода T_n , определяется соотношением

$$s = \int_0^{T_n} q(t - \xi, y, z) \delta[x - u(t - \xi)] d\xi. \quad (1.11)$$

Из этого соотношения в силу свойств δ -функции следует, что

$$s = q\left(\frac{x}{u}, y, z\right) \text{ для } t \geq \frac{x}{u}, \\ s = 0 \text{ для } t < \frac{x}{u}. \quad (1.12)$$

При этом q удовлетворяет уравнению для установившегося состояния (1.2) при $\frac{\partial q}{\partial z}\bigg|_{z=0} = 0$. Следовательно, стационарный режим достигается в данном случае при $t \geq \frac{x}{u}$. Аналогично пре-

образуются формулы в случае $t < \frac{x}{u}$. Как правило, время наблюдения t после начала действия источника больше времени, необходимого для прохождения примеси от точки наблюдения, определяемого отношением $\frac{x}{u}$. Поэтому можно ограничиться

получением решения для установившихся условий. Эти вопросы в несколько ином плане рассматривались Лайтманом и Бютнер (1963). Они на основе решения уравнения турбулентной диффузии при постоянных коэффициентах с учетом диффузии по направлению ветра оценили соотношение между временем, необходимым для установления стационарного распределения концентрации от точечного источника легкой примеси, и временем, в течение которого действует источник. Сделанные ими выводы оказались близкими к нашим. Сходные выводы получены также Огура (1962) и Бызов (1974).

1.5. Коэффициенты уравнения атмосферной диффузии. На основе многочисленных исследований установлено, что в приземном слое воздуха толщиной 50—100 м вертикальные потоки тепла и количества движения большей частью остаются постоянными по высоте. Этот слой характеризуется значительными изменениями с высотой скорости ветра, температуры и турбулентности. Здесь весьма четко проявляется и влияние устойчивости атмосферы, непосредственно связанной с температурной стратификацией.

Выделяют условия безразличной (или равновесной) стратификации, когда вертикальный поток тепла равен нулю, а изме-

нение температуры с высотой происходит по адиабатическому закону. Учитывая небольшую вертикальную протяженность приземного слоя, можно говорить о равновесной стратификации во всех случаях, когда температура мало меняется с высотой, в частности при изотермии. Неравновесная стратификация характеризуется температурными градиентами, существенно отличными от нуля.

Условия со сверхадиабатическими перепадами температуры относят к неустойчивому состоянию атмосферы. В таких случаях стратификация способствует развитию случайных возмущений в воздушном потоке и усилению турбулентного обмена. Инверсионное распределение, связанное с ростом температуры с высотой, определяется как устойчивая стратификация. При наличии инверсии температуры возмущения в потоке воздуха гасятся и интенсивность турбулентности значительно ослабляется.

Кроме приземного слоя высотой h , выделяют также пограничный слой толщиной H_0 , в среднем равной 1 км, в пределах которого четко проявляется влияние подстилающей поверхности на распределение метеорологических элементов. Существует несколько определений высоты пограничного слоя. Одно из них состоит в том, что на этой высоте скорость ветра достигает скорости геострофического ветра, которая определяется только горизонтальным градиентом давления воздуха. Определению вертикальной составляющей коэффициента турбулентности k_z в зависимости от основных действующих факторов посвящено довольно много исследований. После первых работ Россби и Монгомери, Свердруп и др. получили широкую известность работы по построению моделей для определения коэффициента обмена и распределения метеорологических элементов с учетом устойчивости в приземном слое воздуха, выполненные Обуховым (1946), Будыко (1948), Мониним и Обуховым (1954).

Согласно Будыко, в приземном слое воздуха

$$k_z = k_{1p} \frac{z}{z_1} \sqrt{1 - \overline{Ri}}, \quad (1.13)$$

где k_{1p} — значение k_z на единичной высоте z_1 при равновесных условиях, $\overline{Ri}$ — среднее по пограничному слою значение числа Ричардсона

$$Ri = \frac{g (\partial T / \partial z)}{T_a (\partial u / \partial z)^2}.$$

(T — температура воздуха в °C, T_a — температура в абсолютной шкале, g — ускорение силы тяжести).

При логарифмическом распределении скорости ветра и

от источника, действующего в течение периода T_n , определяется соотношением

$$s = \int_0^{T_n} q(t - \xi, y, z) \delta[x - u(t - \xi)] d\xi. \quad (1.11)$$

Из этого соотношения в силу свойств δ -функции следует, что

$$s = q\left(\frac{x}{u}, y, z\right) \text{ для } t \geq \frac{x}{u}, \\ s = 0 \text{ для } t < \frac{x}{u}. \quad (1.12)$$

При этом q удовлетворяет уравнению для установившегося состояния (1.2) при $\frac{\partial q}{\partial z}\bigg|_{z=0} = 0$. Следовательно, стационарный режим достигается в данном случае при $t \geq \frac{x}{u}$. Аналогично пре-

образуются формулы в случае $t < \frac{x}{u}$. Как правило, время наблюдения t после начала действия источника больше времени, необходимого для прохождения примеси от точки наблюдения, определяемого отношением $\frac{x}{u}$. Поэтому можно ограничиться

получением решения для установившихся условий. Эти вопросы в несколько ином плане рассматривались Лайтманом и Бютнер (1963). Они на основе решения уравнения турбулентной диффузии при постоянных коэффициентах с учетом диффузии по направлению ветра оценили соотношение между временем, необходимым для установления стационарного распределения концентрации от точечного источника легкой примеси, и временем, в течение которого действует источник. Сделанные ими выводы оказались близкими к нашим. Сходные выводы получены также Огура (1962) и Бызов (1974).

1.5. Коэффициенты уравнения атмосферной диффузии. На основе многочисленных исследований установлено, что в приземном слое воздуха толщиной 50—100 м вертикальные потоки тепла и количества движения большей частью остаются постоянными по высоте. Этот слой характеризуется значительными изменениями с высотой скорости ветра, температуры и турбулентности. Здесь весьма четко проявляется влияние устойчивости атмосферы, непосредственно связанной с температурной стратификацией.

Выделяют условия безразличной (или равновесной) стратификации, когда вертикальный поток тепла равен нулю, а изме-

нение температуры с высотой происходит по адиабатическому закону. Учитывая небольшую вертикальную протяженность приземного слоя, можно говорить о равновесной стратификации во всех случаях, когда температура мало меняется с высотой, в частности при изотермии. Неравновесная стратификация характеризуется температурными градиентами, существенно отличными от нуля.

Условия со сверхадиабатическими перепадами температуры относят к неустойчивому состоянию атмосферы. В таких случаях стратификация способствует развитию случайных возмущений в воздушном потоке и усилению турбулентного обмена. Инверсионное распределение, связанное с ростом температуры с высотой, определяется как устойчивая стратификация. При наличии инверсии температуры возмущения в потоке воздуха гасятся и интенсивность турбулентности значительно ослабляется.

Кроме приземного слоя высотой h , выделяют также пограничный слой толщиной H_0 , в среднем равной 1 км, в пределах которого четко проявляется влияние подстилающей поверхности на распределение метеорологических элементов. Существует несколько определений высоты пограничного слоя. Одно из них состоит в том, что на этой высоте скорость ветра достигает скорости геострофического ветра, которая определяется только горизонтальным градиентом давления воздуха. Определению вертикальной составляющей коэффициента турбулентности k_z в зависимости от основных действующих факторов посвящено довольно много исследований. После первых работ Россби и Монгомери, Свердруп и др. получили широкую известность работы по построению моделей для определения коэффициента обмена и распределения метеорологических элементов с учетом устойчивости в приземном слое воздуха, выполненные Обуховым (1946), Будыко (1948), Моным и Обуховым (1954).

Согласно Будыко, в приземном слое воздуха

$$k_z = k_{1p} \frac{z}{z_1} \sqrt{1 - \overline{Ri}}, \quad (1.13)$$

где k_{1p} — значение k_z на единичной высоте z_1 при равновесных условиях, $\overline{Ri}$ — среднее по пограничному слою значение числа Ричардсона

$$Ri = \frac{g (\partial T / \partial z)}{T_a (\partial u / \partial z)^2}.$$

(T — температура воздуха в °C, T_a — температура в абсолютной шкале, g — ускорение силы тяжести).

При логарифмическом распределении скорости ветра и

температуры в приземном слое воздуха приближенно (1.13) принимает вид

$$k_z = k_{1p} \frac{z}{z_1} \sqrt{1 - \frac{hg}{T_a} \frac{\ln^2 \frac{z_1}{z_0}}{\ln \frac{z_3}{z_2}} B}, \quad (1.14)$$

где B — параметр устойчивости, введенный М. И. Будыко,

$$B = \frac{\delta T}{u_1^2}, \quad (1.15)$$

$$k_{1p} = \frac{\kappa^2 u_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad \kappa = 0,4 \text{ — параметр Кармана, } u_1 \text{ — скорость ветра}$$

на высоте z_1 , δT — разность температур на высотах z_3 и z_2 , z_0 — шероховатость подстилающей поверхности. При равновесном состоянии, когда $B \approx 0$, уравнение (1.14) переходит в формулу Россби и Монтгомери.

По Монину и Обухову,

$$k_z = \frac{\kappa v_* z}{1 + \beta_* \zeta}, \quad (1.16)$$

где $v_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$ — динамическая скорость, $\zeta = \frac{z}{L_*}$, τ_0 — напряже-

ние трения, ρ — плотность воздуха, $L_* = -\frac{c_p \rho T_a v_*^3}{\kappa g P_T}$ — масштаб длины, P_T — поток тепла, g — ускорение силы тяжести, c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, β_* — эмпирическая постоянная.

Условия $\zeta > 0$ соответствуют устойчивому, а $\zeta < 0$ — неустойчивому состоянию.

В случае свободной конвекции, когда $\zeta \rightarrow -\infty$

$$k_z = -\frac{3}{c_u} \kappa v_* L_* \zeta^{1/3}, \quad (1.17)$$

где c_u — некоторая постоянная.

Дальнейшее развитие исследования по определению k_z в пограничном слое атмосферы получили в работах Блэкедара (1957), Зилитинкевича (1970), Лайхтмана (1970) и др. Важное значение имели также результаты Ляпина (1946) и Дубова (1959) по разработке кинематического способа определения коэффициента обмена на основании измерений пульсаций скорости ветра.

Один из главных результатов проведенных исследований состоит в том, что в приземном слое воздуха до уровня $z=h$ коэффициент обмена возрастает примерно пропорционально высоте z ($k_z \approx k_1 \frac{z}{z_1}$). Поскольку в этом слое остаются постоянными на-

пряжение трения $\tau = \rho k_z \frac{\partial u}{\partial z}$ и поток тепла $P_T = -\rho c_p k_z \frac{\partial T}{\partial z}$, то

при $k_z = k_1 z/z_1$ сразу следует, что u и T являются логарифмическими функциями z . В слое $z > h$ под влиянием силы Кориолиса и изменения напряжения трения с высотой профиль скорости ветра отличается от логарифмического. Однако из наблюдений и расчетов (Берлянд, 1947) следует, что в силу сравнительно небольшого поворота вектора ветра с высотой, особенно в дневное время, изменение модуля скорости ветра с высотой близко к логарифмическому до уровня, расположенного гораздо выше приземного слоя. По некоторым моделям с увеличением z коэффициент k_z продолжает здесь возрастать при конвективных условиях, а при безразличном состоянии и инверсии он уменьшается. Понятно, что в общем случае нельзя полагать, что с высотой k_z безгранично растет или убывает до нуля. Существенные трудности состоят в том, что пока не разработаны модели, которые учитывали бы влияние турбулентности атмосферы выше пограничного слоя на нижележащие слои.

Вместе с тем для вычисления приземных концентраций примеси часто и нет необходимости принимать во внимание детальное распределение k_z с высотой на достаточно больших высотах. На этом основании вполне приемлемой для многих расчетов является модель коэффициента обмена Юдина и Шведа (1940), согласно которой k_z линейно растет с высотой z в приземном слое ($z \leq h$) и в среднем остается постоянным при $z > h$.

В непосредственной близости к подстилающей поверхности можно приближенно принять в качестве предельного значения k_z при $z=0$ величину коэффициента молекулярной диффузии ν .

Таким образом, для расчета концентрации примеси практически достаточно положить, что

$$u = u_1 \frac{\lg \frac{z}{z_0}}{\lg \frac{z_1}{z_0}},$$

$$k_z = \nu + k_1 \frac{z}{z_1} \text{ при } z \leq h,$$

$$k_z = \nu + k_1 \frac{h}{z_1} \text{ при } z > h. \quad (1.18)$$

Для определения k_z и h воспользуемся результатами работы Берлянда и Гениховича (1972). В ней, как и в ряде других исследований по определению коэффициента обмена, находится совместное решение системы уравнений движения и притока тепла, а также (в соответствии с работами Колмогорова и Обухова) уравнения баланса энергии турбулентности

$$a_1 \frac{d}{dz} k_z \frac{db}{dz} + k_z \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] - \frac{g}{T_a} k_z \frac{dT}{dz} = \frac{c_1 b^2}{k_z}, \quad (1.19)$$

где b — энергия турбулентности, a_1 и c_1 — безразмерные постоянные, которые, согласно Зилитинкевичу (1970), равны соответственно 0,73 и 0,046.

Данная система замыкается относительно неизвестной величины k_z с помощью дополнительного соотношения, которое из соображений подобия в общем случае может быть записано в форме

$$b^{1/2} \frac{d}{dz} \left(\frac{k_z}{b} \right) = \kappa c_1^{1/4} \Phi. \quad (1.20)$$

Здесь Φ — некоторая универсальная функция безразмерных аргументов (произведение $\kappa c_1^{1/4}$ введено для удобства).

Для уровней $z > h$ из представления о существовании внешнего масштаба турбулентности, ограничивающего рост вихрей за пределами пограничного слоя, полагается

$$\Phi = 1 - \frac{f_0^2 k_z^2}{s_0^2 b^2} \text{ при } k_z \leq \frac{s_0 b}{f_0}$$

и

$$\Phi = 0 \text{ при } k_z > \frac{s_0 b}{f_0}, \quad (1.21)$$

где $f_0 = 2\omega_z$, а ω_z — вертикальная составляющая угловой скорости вращения Земли, s_0 — постоянная, которая определяется на основании численного решения данной задачи из условия согласования с результатами наблюдений при равновесной стратификации.

При $z \leq h$ из соображений подобия Φ является безразмерной функцией $\xi = \frac{z}{L_*}$. Для нахождения Φ сначала устанавливаются ее асимптотические значения

$$\Phi_- = \lim_{\xi \rightarrow -\infty} \Phi(\xi) \text{ и } \Phi_+ = \lim_{\xi \rightarrow \infty} \Phi(\xi).$$

При этом для свободной конвекции, соответствующей случаю $\xi \rightarrow -\infty$, используется (1.17), а для сильной устойчивости, соот-

ветствующей случаю $\xi \rightarrow \infty$, используется уравнение (1.19), которое в данном случае сводится к виду

$$\beta \frac{d^2 b}{d\xi^2} = \frac{b^2 \sqrt{c_1}}{v_*^2},$$

где $\beta = \frac{\kappa^2 a_1}{\sqrt{c_1}}$. Тогда

$$\Phi_- = \frac{2}{\sqrt{3\beta + \sqrt{9\beta^2 + 3c_u^2}}} \text{ и } \Phi_+ = \frac{2}{\sqrt{6\beta}}.$$

Использование эмпирических значений β и c_u показывает, что в приземном слое Φ_+ и Φ_- отличаются от единицы не более чем на 25%. Это позволяет приближенно полагать $\Phi = 1$. Тогда (1.20) переходит в выражение Зилитинкевича и Лайхтмана (1965). Для более строгих расчетов пригодна аппроксимация

$$\Phi(\xi) = \Phi_- + \frac{\Phi_+ - \Phi_-}{1 + Ne^{\mu\xi}},$$

где

$$N = \frac{\Phi_+ - 1}{1 - \Phi_-}, \quad \mu = \frac{a_1 (\Phi_+ - \Phi_-)}{(2 - \beta)(\Phi_+ - 1)(1 - \Phi_-)}.$$

Подбором параметра a_1 , значение которого изменяется в пределах от $3/2$ до $5/6$, достигается согласование с универсальными кривыми, полученными по опытным данным Мониним и Обуховым (1954).

Можно предположить, что в приземном слое диффузия энергии турбулентности, которая выражается первым членом в (1.19), пропорциональна потоку тепла, т. е. что

$$a_1 \frac{d}{dz} k_z \frac{db}{dz} = (1 - \sigma) \frac{g}{T_a} k_z \frac{dT}{dz},$$

где σ — некоторая постоянная.

Отсюда следует соотношение, непосредственно связывающее k_z с данными наблюдений за вертикальным распределением скорости ветра и температуры T

$$k_z = \frac{\kappa^2}{4} \left\{ \int_0^z \left[\frac{\left(\frac{du}{dz} \right)^2 - \frac{\sigma g}{T_a} \frac{dT}{dz}}{\left(\frac{du}{dz} \right)^2 - \frac{\sigma g}{2T_a} \frac{dT}{dz}} \right]^{1/4} dz \right\}^2.$$

Если принять для u и T логарифмическую зависимость от z , то

$$k_z = \frac{\kappa^2 u_1}{\ln z_1/z_0} L' J \left(\frac{z}{L'} \right). \quad (1.22)$$

где

$$L' = \frac{T_a u_1}{\sigma g \delta T} \frac{\ln z_2/z_1}{\ln^2 z_1/z_0},$$

а

$$J(x) = \frac{x}{1 + 0,9x} \text{ при } 0 < x < 1,$$

$$J(x) = x(1 + 0,54|x|^{0,8}) \text{ при } x < 0,$$

$$J(x) = 0,53 \text{ при } x \geq 1.$$

Для высот $h \leq z < H_0$ из соображений, изложенных выше, целесообразно использовать средние значения k_z во всей части пограничного слоя до его верхней границы H_0 , на которой скорость ветра u совпадает с ее геострофическим значением u_g . Тогда на основании известного решения Экмана можно принять, что

$$H_0 = 2,3 \sqrt{\frac{k_z}{\omega_z}}. \quad (1.23)$$

Уравнение (1.19) при среднем по высоте k_z преобразуется к

$$\frac{1}{2} f_0^2 u_g^2 k_z + \frac{2,3g}{T_a} \frac{dT}{dz} = 2,3c_1 \bar{b}^2, \quad (1.24)$$

где $\frac{dT}{dz}$ и $\bar{b}^2$ соответственно средние по высоте значения $\frac{dT}{dz}$ и b^2 . Исключая экстремальные случаи стратификации, когда существен второй член в (1.24), получим, что

$$\bar{k}_z \approx \frac{4,6c_1 \bar{b}^2}{f_0 u_g^2}. \quad (1.25)$$

Заметим далее, что под высотой приземного слоя понимается уровень, до которого напряжение трения $\tau = \rho k_z \frac{\partial u}{\partial z}$ не зависит от z и равно $\tau_0 = \rho k_z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}$, а за высоту пограничного слоя H_0 можно приближенно принять уровень, где τ практически мало по сравнению с τ_0 , или

$$\frac{k_z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \Big|_{z=H_0}}{k_z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}} = \varepsilon,$$

причем ε существенно меньше единицы.

Принимая для k_z и u модель (1.18), получим, что $\frac{h}{H_0} = \varepsilon$. Таким образом, отношение $\frac{h}{H_0}$ определяет степень убывания с высотой напряжения трения.

Нетрудно убедиться, что при данном выше определении высоты пограничного слоя H_0 (1.23) величина τ при $z = H_0$ равна 0,1 от τ_0 . Следовательно, здесь $\varepsilon = 0,1$. Такие же результаты были получены и в ряде предшествующих исследований, в частности в исследовании Берлянда (1947). Сделанный вывод позволяет достаточно строго отнести полученные значения (1,25) к слою $z > h$. Если определить k_z для $z < h$ согласно (1.18) и положить $k_h = \frac{k_1 h}{z_1}$, то с учетом найденного выражения для H_0 получим,

$$\text{что } k_h = 0,05 \frac{k_1^2}{z_1^2 f_0} \text{ и } h = 0,05 \frac{k_1}{z_1 f_0}.$$

Обычно для конвективных условий $k_1 = 0,1 \div 0,2 \text{ м}^2/\text{с}$ и $h = 50 \div 100 \text{ м}$ при $z_1 = 1 \text{ м}$. Полученные выражения для k_z удовлетворительно согласуются с имеющимися экспериментальными данными в широком диапазоне устойчивости.

Модель (1.18) для k_z соответствует тому, что с увеличением высоты размеры вихрей, обуславливающих турбулентный обмен, возрастают в приземном слое ($z \leq h$) и сравнительно мало изменяются при $z > h$, принимая некоторые характерные значения. Для вихрей этого масштаба можно полагать, что атмосферная турбулентность выше приземного слоя имеет примерно изотропный характер, вследствие чего здесь $k_x \approx k_y \approx k_z$. На более низких уровнях k_y и k_x , примерно равное k_y , естественно, изменяются с высотой, ибо на подстилающей поверхности они должны быть равны нулю. Однако степень возрастания с высотой для k_y меньше, чем для k_z , поскольку влияние подстилающей поверхности на вертикальную компоненту коэффициента обмена должно быть большим, чем на горизонтальную. Этому условию приближенно удовлетворяет соотношение, предложенное в 1946 г. (Берлянд, 1963),

$$k_y = k_0 u, \quad (1.26)$$

так как в приземном слое u растет примерно логарифмически с высотой z , а $k_z \sim z$. Такая же модель для k_y была использована в 1949 г. Девисом. Принимая, что на верхней границе приземного слоя при $z = h$ величина $k_0 u_h = k_h$, можно найти значение k_0 по u_h и k_h .

Значения k_0 определяются также на основании решения обратной задачи турбулентной диффузии по данным о распределении примеси или зависящего от этого распределения видимого

очертания дымового факела от источника. Такие способы использовались в работах Берлянда (1944, 1961) и др. В результате получено, что величина k_0 составляет 0,1—1 м в зависимости от степени устойчивости атмосферы. Она больше при неустойчивой стратификации, когда k_0 можно принять примерно равным 0,5—1 м. Было показано, что значения k_y в приземном слое воздуха, определенные из условия равенства $k_y = k_z$ при $z = h$ и по видимому очертанию дымового облака, согласуются между собой.

1.6. Соотношение между решениями для точечного и линейного источников. Решение задач атмосферной диффузии требует их определенной стилизации и упрощения. В данной связи оказывается полезным установление зависимости между решениями для точечного и линейного источников. В этих целях можно воспользоваться соотношением (1.26). Тогда, положив, что u и k_z являются функциями только высоты z , нетрудно перейти от уравнения (1.2) и граничных условий (1.3)—(1.7) для точечного источника к соответствующим уравнениям и граничным условиям для линейного источника. Для этого решение задачи представим в виде

$$q = q'(x, z)P(x, y). \quad (1.27)$$

Подставим выражение (1.27) в (1.2) и условия (1.3)—(1.7), принимая, что P удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial P}{\partial x} = k_0 \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \quad (1.28)$$

и граничным условиям

$$\begin{aligned} P &= \delta(y) \text{ при } x=0, \\ P &\rightarrow 0 \text{ при } |y| \rightarrow \infty, \end{aligned} \quad (1.29)$$

а $q'(x, z)$ удовлетворяет уравнению

$$u \frac{\partial q'}{\partial x} + w \frac{\partial q'}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q'}{\partial z} - \alpha q' \quad (1.30)$$

и начальному условию

$$u q' = M \delta(z - H) \text{ при } x=0. \quad (1.31)$$

Граничные условия при $z=0$ и $z=\infty$ для q' такие же, как и для q (см. (1.4) и (1.6) или (1.7)).

Из (1.28) и (1.29) следует, что

$$P(x, y) = \frac{1}{2\sqrt{\pi k_0 x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}}. \quad (1.32)$$

По смыслу $q'(x, z)$ является концентрацией от бесконечного линейного источника, расположенного вдоль оси y . При этом

мощности точечного и линейного источников M совпадают численно, но по своему физическому содержанию и размерности величины M в (1.3) и (1.31), естественно, отличаются. Для точечного источника M определяет количество примеси, поступающей в единицу времени. Для линейного источника M — количество примеси, поступающее в единицу времени от единицы длины источника. Решения для точечного и линейного источников (q и q') связаны соотношением

$$q(x, y, z) = \frac{q'(x, z)}{2\sqrt{\pi k_0 x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}}. \quad (1.33)$$

Это соотношение получено при весьма общих предположениях относительно зависимости u и k_z от высоты z . При этом между u и k_y должна существовать зависимость (1.26).

Пусть в общем случае линейный источник конечной длины расположен по оси y в интервале (L_1, L_2) , причем направление ветра составляет угол β с осью x (отсчет ведется от оси x против часовой стрелки). Тогда удобно наряду с системой координат x, y, z ввести систему x', y', z' так, что ось x' направлена вдоль ветра, а y' — перпендикулярно к ней:

$$x' = a' - \eta \sin \beta, \quad y' = b' - \eta \cos \beta,$$

где $a' = x \cos \beta + y \sin \beta$, $b' = y \cos \beta - x \sin \beta$, η — отрезок переменной длины в интервале (L_1, L_2) . В силу принципа суперпозиции концентрация в этом случае

$$q_L(x, y, z) = \int_{L_1}^{L_2} q(a' - \eta \sin \beta, b' - \eta \cos \beta) d\eta. \quad (1.34)$$

При $\beta=0$ и $L_1 \rightarrow -\infty$, $L_2 \rightarrow \infty$ из (1.34) следует выражение для концентрации от источника бесконечной длины:

$$q'(x, z) = \int_{-\infty}^{\infty} q(x, y - \eta, z) d\eta. \quad (1.35)$$

Нетрудно убедиться, что выражение (1.35) удовлетворяет (1.33). В случае линейного источника конечной длины l_0 , направив ось y вдоль источника и выбрав начало координат в центре источника, получим при $\beta=0$ аналогично

$$q_L(x, y, z) = \int_{-l_0/2}^{l_0/2} q(x, y - \eta, z) d\eta. \quad (1.36)$$

Затем, подставив (1.33) в (1.36), найдем, что

$$q_L(x, y, z) = q'(x, z) \left(\operatorname{erf} \frac{y + l_0}{2\sqrt{k_0 x}} - \operatorname{erf} \frac{y - l_0}{2\sqrt{k_0 x}} \right), \quad (1.37)$$

где

$$\operatorname{erf} t = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^t e^{-\xi^2} d\xi$$

— интеграл вероятностей.

1.7. Аналитическое решение уравнения турбулентной диффузии. Для исследования распределения концентрации от точечного источника достаточно решить уравнения (1.30) для линейного источника. Кроме того, когда $w = \text{const}$, для простоты можно ограничиться рассмотрением случая $w=0$, предварительно преобразовав (1.30) к более простому виду

$$\tilde{u} \frac{\partial q'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \tilde{k}_z \frac{\partial q'}{\partial z}, \quad (1.38)$$

где

$$\tilde{u} = u e^{-w \int_0^z \frac{dz}{k_z}}, \quad \tilde{k}_z = k_z e^{-w \int_0^z \frac{dz}{k_z}}. \quad (1.39)$$

В справедливости данного преобразования легко убедиться путем подстановки (1.39) в (1.38).

Одним из наиболее эффективных способов аналитического решения уравнений диффузии рассматриваемого типа является операционный метод или метод преобразования Лапласа. При его использовании все функции, содержащиеся в дифференциальном уравнении и граничных условиях, подвергаются преобразованию вида

$$\bar{q}' = \int_0^\infty e^{-px} q' dx. \quad (1.40)$$

Здесь q' — функция-изображение, p — комплексная переменная.

На основании известных свойств преобразований Лапласа получаем, что в соответствии с (1.30) при $w=0$ и $\alpha=0$ величина $\bar{q}'$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{d}{dz} \tilde{k}_z \frac{d\bar{q}'}{dz} - p \tilde{u} \bar{q}' = -M \delta(z-H) \quad (1.41)$$

и граничным условиям

$$\tilde{k}_z \frac{d\bar{q}'}{dz} = 0 \text{ при } z=0, \quad (1.42)$$

$$\bar{q}' \rightarrow 0 \text{ при } z \rightarrow \infty. \quad (1.43)$$

Для случая водной поверхности при граничном условии (1.6) последующие выкладки производятся аналогично.

Если ввести функцию Грина $G(z, \zeta)$, то

$$\bar{q}' = M \int_0^\infty G(z, \zeta) \delta(\zeta-H) d\zeta. \quad (1.44)$$

Нетрудно получить (Берлянд, 1956), что

$$G(z, \zeta) = \begin{cases} \frac{1}{W} \tau_1(\zeta) \tau_2(z) & \text{при } \zeta < z, \\ \frac{1}{W} \tau_1(z) \tau_2(\zeta) & \text{при } \zeta > z, \end{cases} \quad (1.45)$$

где $\tau_1(\zeta)$ и $\tau_2(\zeta)$ — фундаментальные решения однородной части (1.41), причем $\tau_1(\zeta)$ удовлетворяет условию (1.42), а $\tau_2(\zeta)$ — условию (1.43),

$$W = k_z \left(\tau_2 \frac{d\tau_1}{dz} - \tau_1 \frac{d\tau_2}{dz} \right).$$

Величина W с точностью до постоянной совпадает с вронскианом функций τ_1 и τ_2 и не зависит от z . В силу свойства δ -функции (п. 1.3) получим из (1.44) и (1.45)

$$\bar{q}' = \begin{cases} \frac{M}{W} \tau_1(z) \tau_2(H) & \text{при } z < H, \\ \frac{M}{W} \tau_1(H) \tau_2(z) & \text{при } z > H. \end{cases} \quad (1.46)$$

Таким образом, концентрация примеси определяется непосредственно через функцию Грина.

Развитая методика решения обобщается и на случай, когда в атмосфере выделяется приземный слой, в котором u и k_z задаются функциями, отличными от функций для слоев, расположенных над ним. Пусть, например, в приземном слое при $z < h$ функции $\tilde{u} = u_I(z)$ и $\tilde{k}_z = k_I(z)$, а при $z > h$ функции $\tilde{u} = u_{II}(z)$ и $\tilde{k}_z = k_{II}(z)$ (см. (1.39)). Естественно, при $z = h$ функции $\tilde{u}(z)$ и $\tilde{k}_z(z)$ должны быть непрерывными. Решение задачи в данном случае выполняется, как и выше, с помощью преобразования Лапласа. Если для определенности положить, что источник расположен в слое $z > h$, то

$$\frac{d}{dz} k_I \frac{d\bar{q}'_I}{dz} - p u_I \bar{q}'_I = 0, \quad (1.47)$$

$$\frac{d}{dz} k_{II} \frac{d\bar{q}'_{II}}{dz} - p u_{II} \bar{q}'_{II} = -M \delta(z-H). \quad (1.48)$$

В силу того что на границе слоев должны выполняться условия сопряжения, принимается

$$\bar{q}'_I = A\tau_1(z) \text{ и } \bar{q}'_{II} = B\tau_3(z) + g,$$

где $\tau_1(z)$ — фундаментальное решение (1.47), удовлетворяющее условию (1.42), а $\tau_3(z)$ — фундаментальное решение однородной части (1.48) при выполнении (1.43), A и B — постоянные интегрирования, g — частное решение (1.48).

Функция g выбирается таким образом, чтобы на границе между двумя средами при $z=h$ производная $\frac{dg}{dz}=0$, а при $z \rightarrow \infty$ величина $g \rightarrow 0$. Далее для уравнения (1.48) вводится функция Грина $G(z, \zeta)$, удовлетворяющая тем же граничным условиям, что и g . Тогда аналогично изложенному выше получим

$$g = M \int_0^\infty G(z, \zeta) \delta(\zeta - H) d\zeta = MG(z, H).$$

При этом в точке $\zeta = z$ функция $G(z, \zeta)$ является непрерывной, а производная $\frac{dG}{d\zeta}$ терпит разрыв, равный $\frac{1}{k_{II}}$. Следовательно, можно положить

$$G(z, \zeta) = \begin{cases} a(z)\tau_3(\zeta) + b(z)\tau_4(\zeta) & \text{при } \zeta < z, \\ c(z)\tau_3(\zeta) & \text{при } \zeta > z, \end{cases}$$

где $\tau_4(\zeta)$, так же как и $\tau_3(\zeta)$, является фундаментальным решением однородной части (1.48). При этом решение $\tau_3(\zeta)$ выбирается таким образом, чтобы оно стремилось к нулю при $\zeta \rightarrow \infty$. Коэффициенты $a(z)$, $b(z)$ и $c(z)$ находятся на основании использования соответствующих граничных условий для $G(z, \zeta)$. Тогда

$$G(z, \zeta) = \frac{1}{W} \tau_3(z) [\tau_3(\zeta) - p\tau_4(\zeta)] \text{ при } \zeta < z,$$

где

$$p = \left(\frac{d\tau_3}{d\zeta} \middle/ \frac{d\tau_4}{d\zeta} \right)_{\zeta=h}$$

и

$$W = k_z \left(\tau_3 \frac{d\tau_4}{d\zeta} - \tau_4 \frac{d\tau_3}{d\zeta} \right).$$

Величина W является вронскианом функций $\tau_3(\zeta)$ и $\tau_4(\zeta)$. Она не зависит от ζ и поэтому $W = W|_{\zeta=h}$. Функция Грина при $\zeta > z$ образуется перестановкой аргументов z и ζ в выражении для $G(z, \zeta)$ при $\zeta < z$. Постоянные интегрирования в выражениях для

$\bar{q}'_I$ и $\bar{q}'_{II}$ находятся в результате удовлетворения соответствующих граничных условий. В итоге получим

$$\bar{q}'_I = \frac{M\tau_1(z)\tau_3(H)}{\left[k_{II} \left(\tau_1 \frac{d\tau_3}{dz} - \tau_3 \frac{d\tau_1}{dz} \right) \right]_{z=h}}, \quad g = MG(H, z) \quad (1.49)$$

и аналогичное выражение для $\bar{q}'_{II}$.

Из выражения (1.49) нетрудно получить, как частный случай, установленное выше решение (1.46) для однослойной задачи, принимая $h=0$.

Переход от функций-изображений к их оригиналам в общем случае осуществляется с помощью формулы обращения Римана—Меллина

$$q'(x, z) = \int_{\sigma-i\infty}^{\sigma+i\infty} e^{px} \bar{q}'(p, z) dp, \quad (1.50)$$

в которой интегрирование ведется по прямой, параллельной оси ординат и расположенной справа от особых точек подынтегральной функции $\bar{q}'(p, z)$. Обычно при практически используемых функциях для u и k_z фундаментальные решения $\tau_i(z)$ ($i=1, 2, 3, 4$) в рассматриваемой задаче не имеют особенностей по переменной p , кроме точки ветвления в начале координат. Аналогично сделанному в работе Берлянда (1956), можно показать, что как для однослойной, так и для двухслойной задачи $q'(p, z)$ не имеет полюсов. Это позволяет перейти в (1.50) к интегрированию по действительному переменному и получить, что

$$q'(x, z) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im } \bar{q}'(\sqrt{p} = -i\omega, z) e^{-\omega^2 x} \omega d\omega. \quad (1.51)$$

Полученное выражение представляет аналитическое решение задачи для широкого класса функций u и k_z от z . Методы вычисления интеграла (1.51) зависят от конкретного вида этих функций. Рассмотрим теперь некоторые частные варианты решения данной задачи.

1.8. Решения в случае степенных моделей для скорости ветра и коэффициента обмена. Для некоторых сравнительно простых моделей изменения u и k_z с высотой z аналитическое решение уравнения (1.2) и (1.30) рассматривалось Берляндом (1963), Девисом (1954), Раундсом (1955), Лайхтманом (1970), Монинным (1956) и др. Здесь мы остановимся на случае, когда u и k_z заданы степенными функциями

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^n; \quad k_z = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m, \quad (1.52)$$

где n и m — безразмерные параметры, соответственно подобранные для интерполяции вертикального профиля скорости ветра и коэффициента обмена. Обычно $m \approx 1$, $n \approx 0,15$, а $z_1 = 1$ м.

Рассмотрим задачу о диффузии легкой сохраняющейся примеси, которая распространяется над сушей. В данном случае функция изображения искомого решения $\bar{q}'(x, z)$ удовлетворяет уравнению (1.41) и граничным условиям (1.42) и (1.43). Тогда

$$\tau_1 = \eta^\mu I_{-\mu}(\eta), \quad \tau_2 = \eta^\mu K_\mu(\eta), \quad (1.53)$$

где

$$\eta = \frac{2}{2+n-m} \sqrt{\frac{pu_1}{k_1}} z^{\frac{2+n-m}{2}}, \quad \mu = \frac{1-m}{2+n-m},$$

$I_{-\mu}(\eta)$ — функция Бесселя от мнимого аргумента, а $K_\mu(\eta)$ — функция Макдональда.

Можно показать, что при $z < H$

$$\bar{q}' = \frac{2M(zH)^{\frac{1-m}{2}}}{(2+n-m)k_1} I_{-\mu} \left(\frac{2z^{\frac{2+n-m}{2}}}{2+n-m} \sqrt{\frac{pu_1}{k_1}} \right) \times \\ \times K_\mu \left(\frac{2H^{\frac{2+n-m}{2}}}{2+n-m} \sqrt{\frac{pu_1}{k_1}} \right).$$

Аналогичное выражение находится для $\bar{q}'$ при $z > H$.

Для перехода от функции изображения $\bar{q}'$ к ее оригиналу в данном случае можно воспользоваться таблицами операционного исчисления. В результате для концентрации от точечного источника на высоте H следует полученная в 1946 г. Берляндом (1963) формула

$$q = \frac{M(zH)^{\frac{1-m}{2}} z_1^m}{2(2+n-m)k_1 \sqrt{\pi k_0 x^3}} e^{-\frac{y^2}{4k_y x} - \frac{u_1 z_1^{m-n} (z^{2+n-m} + H^{2+n-m})}{k_1 (2+n-m)x}} \times \\ \times I_{-\frac{1-m}{2+n-m}} \left[\frac{2u_1 z_1^{m-n} (Hz)^{\frac{2+n-m}{2}}}{(2+n-m)^2 k_1 x} \right]. \quad (1.54)$$

Расчеты показывают, что q относительно мало чувствительно к изменениям в реальном диапазоне значений n и m . Поэтому влияние устойчивости атмосферы на распространение примеси в первую очередь проявляется через параметры k_1 и k_0 . Аналогично находится решение задачи о распределении тяжелой примеси, оседающей с постоянной скоростью w , когда

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^n, \quad k_z = \frac{k_1 z}{z_1}.$$

В этом случае на основании (1.39)

$$\tilde{u} = u_1 z_1^{\frac{1}{k_1}} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{n - \frac{wz_1}{k_1}}, \quad \tilde{k}_z = k_1 z_1^{\frac{1}{k_1}} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1 - \frac{wz_1}{k_1}}.$$

Следовательно, для перехода в формулах от концентрации легкой к концентрации тяжелой примеси в (1.54) достаточно заменить n на $n - \frac{wz_1}{k_1}$ и m на $1 - \frac{wz_1}{k_1}$, а также u_1 на $u_1 z_1^{\frac{1}{k_1}}$ и k_1 на $k_1 z_1^{\frac{1}{k_1}}$.

Как частный случай, из (1.54) при $m=n=0$, $u_1 \equiv u$, $k_1 \equiv k_z$, $k_0 = \frac{k_y}{u}$ следует выражение для концентрации примеси при постоянных значениях коэффициента обмена k_z и скорости ветра u :

$$q(x, y, z) = \frac{M}{4\pi x \sqrt{k_y k_z}} e^{-\frac{uy^2}{4k_y x}} \left[e^{-\frac{u(z+H)^2}{4k_z x}} + e^{-\frac{u(z-H)^2}{4k_z x}} \right]; \quad (1.55)$$

для тяжелой примеси, согласно Берлянду и Оникулу (1968б),

$$q_w|_{y=z=0} = \frac{2M}{\sqrt{\pi} \sigma_1 u H^2} \frac{k_z}{k_y} e^{\sigma^2} [1 - \sigma_2 \sqrt{\sigma_1} r(\sigma)], \quad (1.56)$$

где

$$r(\sigma) = e^{\sigma^2} [1 - \operatorname{erf} \sigma], \quad \sigma = \frac{1}{\sqrt{\sigma_1}} + \sigma_2 \sqrt{\sigma_1}, \\ \sigma_1 = \frac{4k_z x}{u H^2}, \quad \sigma_2 = \frac{w H}{4k_z}.$$

Аналогично находится решение и для случая распространения примеси над водной поверхностью, т. е. при граничном условии (1.6). В частности, при постоянных u , k_y и k_z для определения концентрации q над водной поверхностью в выражении (1.55) достаточно в квадратных скобках заменить знак плюс (+) на минус (—).

1.9. Численные методы исследования атмосферной диффузии. Изложенные способы аналитического решения задач атмосферной диффузии позволили получить ряд важных и интересных результатов. Это прежде всего относится к установлению вида функциональных зависимостей концентрации от основных действующих факторов. С их помощью сравнительно просто

получить значение максимальных концентраций и ряда других исследуемых характеристик. Однако использование аналитических методов большей частью возможно при значительных упрощениях и стилизации реальных условий в атмосфере. Так, возникают существенные трудности даже при сравнительно простых условиях, когда скорость ветра изменяется логарифмически с высотой, нарушается линейное или степенное возрастание коэффициента обмена и т. п.

Вместе с тем необходимо учитывать, что толщина слоя воздуха, в котором происходит рассеивание примеси от промышленных предприятий, может быть весьма большой, особенно в случаях мощных источников с высотой труб 200—300 м, выбросы от которых распространяются на большие расстояния. В таком слое изменения скорости ветра и составляющих коэффициента обмена нередко имеют сложный характер. Поэтому часто нельзя ограничиться данными о скорости ветра и коэффициенте обмена непосредственно у подстилающей поверхности, а необходимо принять их реальное распределение во всем слое распространения примеси. Исследование атмосферной диффузии в пересеченной местности и над неоднородной подстилающей поверхностью также требует учета сложных изменений метеорологических элементов как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

Решение этих задач возможно только с привлечением современных методов численного исследования. Такая постановка вопроса является вполне естественной и в связи с быстрым развитием методов численного интегрирования дифференциальных уравнений с помощью электронных вычислительных машин (ЭВМ). За последние годы в данном направлении был проведен ряд исследований атмосферной диффузии как в Советском Союзе, так и за рубежом. Одна из первых работ по численному решению уравнения турбулентной диффузии тяжелой примеси была выполнена Арраго и Швецом (1963). Систематическое и широкое применение численные методы исследования атмосферной диффузии получили в излагаемых ниже работах Берлянда и др. (1963а, б; 1964а, б; 1965а, б) и др.

Несмотря на большие возможности современной вычислительной техники следует тем не менее разумно упрощать постановку задачи. Это позволяет существенно сократить затраты машинного времени. Кроме того, усложнение задачи имеет смысл только при достаточном развитии методов нахождения параметров этой задачи. При численном решении целесообразно использовать соотношение (1.26) и перейти от уравнения для концентрации от точечного источника к уравнению (1.30) для концентрации q' от линейного источника, уменьшая при этом число переменных задачи и значительно упрощая и ускоряя вычисле-

ния. Граничные условия на подстилающей поверхности записываются в общей форме

$$a(x) \frac{\partial q'}{\partial x} + b(x) q' = c(x) \text{ при } z=0, \quad (1.57)$$

где a, b, c — некоторые функции от x .

Кроме того, как и раньше, требуется, чтобы при $z \rightarrow \infty$ значение $q' \rightarrow 0$, а при $x=0$ выполнялось начальное условие (1.31).

Для численного решения задачи осуществляется конечно-разностная аппроксимация производных в дифференциальном уравнении и указанных граничных условиях. С этой целью строится сетка точек в вертикальной плоскости (x, z) , образованная системой пересекающихся между собой вертикальных и горизонтальных прямых, с шагом δx по горизонтали и δz по вертикали. Обозначим через q'_{ij} концентрацию q' в точке с координатами $x=i\delta x, z=j\delta z$ ($i, j=0, 1, 2, \dots$). Тогда

$$u \frac{\partial q'}{\partial x} \approx u_{i,j} \frac{q'_{i,j} - q'_{i-1,j}}{\delta x};$$

$$w \frac{\partial q'}{\partial z} \approx w_{i,j} \frac{q'_{i,j+1} - q'_{i,j-1}}{2\delta z}$$

точность аппроксимации членов $u \frac{\partial q'}{\partial x}$ и $w \frac{\partial q'}{\partial z}$ равна соответственно $O(\delta x)$ и $O(\delta z^2)$.

При аппроксимации правой части уравнения (1.30) возникают определенные трудности. Даже в случае небольших шагов δz , используемых в практике расчетов с помощью ЭВМ, k_z может изменяться у подстилающей поверхности на несколько порядков в пределах одного шага. Такое же положение встречается и при аппроксимации на границах слоев приподнятой инверсии, где значительно ослабляется коэффициент обмена. Однако в тонком слое, где резко возрастает k_z , уменьшается довольно быстро и градиент примеси $\frac{\partial q'}{\partial z}$. В результате сам поток

$k_z \frac{\partial q'}{\partial z}$ в таком слое изменяется сравнительно мало. Это позво-

ляет повысить точность аппроксимации на основе введения эффективного коэффициента турбулентного обмена k_e (Берлянд и др., 1963а; Оникул, 1962) из условия

$$k_e \frac{\partial q'}{\partial z} = k_{ei(j,j+1)} \frac{q'_{i,j+1} - q'_{i,j}}{\delta z}.$$

При этом точность аппроксимации правой части (1.30) составляет $O(\delta z^2)$. В частности, когда k_z растет линейно с высотой, то

$$k_{ei(j,j+1)} = \frac{k_{i,j+1} - k_{i,j}}{\ln k_{i,j+1} - \ln k_{i,j}}. \quad (1.58)$$

Если в (1.30) аппроксимацию членов $\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q'}{\partial z}$ и $w \frac{\partial q'}{\partial z}$ производить на $(i-1)$ -м шаге (явная разностная схема), то значения концентрации q' в узлах сетки на i -том шаге непосредственно выражаются через величины q' на $(i-1)$ -м шаге. Однако для обеспечения сходимости и устойчивости явной разностной схемы требуется ограничить размеры шагов δx и δz . В случае постоянных u , w и k_z , как показано Оникулом (1962), в качестве такого ограничения служит соотношение

$$\delta x < \frac{u(\delta z)^2}{2k_z} \frac{1}{1 + \frac{w\delta z}{2k_z}}.$$

При $w=0$, т. е. в случае легкой примеси, данное соотношение переходит в известный критерий

$$\delta x < \frac{u(\delta z)^2}{2k_z}.$$

Использование неявной разностной схемы (аппроксимации диффузионного члена на i -том шаге), практически всегда обладающей устойчивостью и сходимостью, позволяет ускорить расчеты и экономичнее расходовать машинное время. В этом случае конечно-разностной аппроксимации (1.30) при $\alpha=0$ после некоторых преобразований можно придать следующую стандартную форму:

$$A_{i,j} q'_{i,j+1} - 2B_{i,j} q'_{i,j} + C_{i,j} q'_{i,j-1} = D_{i,j}, \quad (1.59)$$

где

$$A_{i,j} = k_{i(j,j+1)} - \frac{w_{i,j}\delta z}{2}, \quad B_{i,j} = \frac{k_{i(j,j+1)} + k_{i(j-1,j)}}{2} + \frac{(\delta z)^2 u_{i,j}}{2\delta x},$$

$$C_{i,j} = k_{i(j-1,j)} + \frac{w_{i,j}\delta z}{2}, \quad D_{i,j} = -\frac{(\delta z)^2}{\delta x} u_{i,j} q'_{i-1,j}.$$

Здесь и ниже для краткости индекс e при k опущен. Аналогично аппроксимируется и граничное условие для уровня подстилающей поверхности (1.57):

$$q'_{i,0} = P_{i,1} q'_{i,1} + Q_{i,1} \text{ при } j=0, \quad (1.60)$$

где $P_{i,1}$ и $Q_{i,1}$ — известные коэффициенты. Для $z \rightarrow \infty$, т. е. при $j \rightarrow \infty$, $q'_{i,j} \rightarrow 0$.

При конечно-разностной аппроксимации начального условия, согласно которому в точке $z=H$ источник описывается δ -функцией, имеется существенная трудность. Она связана с тем, что при таком описании источника концентрация с приближением к нему неограниченно возрастает и в самом источнике становится бесконечно большой. Для соответствующей аппроксимации в окрестности источника требуется неограниченное измельчение шагов. В целях преодоления этой трудности Арраго и Швец (1963) для малых расстояний x использовали аналитическое решение задачи и, только начиная с некоторого достаточно большого x , применяли численные методы определения концентрации. Однако при численном решении нет необходимости представлять источник посредством δ -функции. Линейные размеры реальных источников, например диаметр дымовых труб, достигают нескольких метров и близки по величине к шагам сетки δx и δz , а иногда и больше их.

Для линейного источника фиксированной высоты при численном решении наиболее естественный способ задания начального условия при $x=0$ следует из свойства устойчивой и сходящейся разностной схемы в случае $w=0$ сохранять общее количество примеси в атмосфере. Поэтому на всех x

$$\sum_{j=0}^{\infty} u_j q'_{i,j} \delta z = M u_H, \quad (1.61)$$

где u_H — скорость ветра на высоте источника. Это позволяет в узле сетки с координатами $x=0$, $y=H$ задать концентрацию q' равной $\frac{M}{u_H \delta z}$ не прибегая к использованию аналитического решения на близких расстояниях от источника, тем более, что это иногда приводит к ограничению возможностей численного исследования, особенно в рассматриваемых ниже случаях, когда близко к источнику располагаются задерживающие слои.

Для решения уравнения (1.59) при соответствующих граничных условиях удобно воспользоваться методом прогонки, или, как его еще называют, методом разностной факторизации. Этот метод сейчас эффективно используется в различных задачах математической физики (Марчук, 1961, и др.). Метод позволяет от конечно-разностного уравнения второго порядка (1.59) перейти к системе уравнений первого порядка

$$q'_{i,j+1} = P_{i,j} q'_{i,j} + Q_{i,j}. \quad (1.62)$$

Непосредственной проверкой можно убедиться, что решением системы (1.62) является

$$P_{i,j+1} = \frac{A_{i,j}}{2B_{i,j} - C_{i,j}P_{i,j}},$$

$$Q_{i,j+1} = \frac{C_{i,j}Q_{i,j} - D_{i,j}}{A_{i,j}} P_{i,j+1}.$$

С помощью этих рекуррентных формул значения $P_{i,j}$ и $Q_{i,j}$ сначала находятся по значениям $P_{i,j-1}$ и $Q_{i,j-1}$ (прямая прогонка), причем $P_{i,1}$ и $Q_{i,1}$ определяются из граничного условия при $z=0$. На втором этапе осуществляется обратная прогонка с верхней до нижней границы по формуле (1.62), в процессе которой и находится q' . Обычно метод прогонки используется при фиксированных верхней и нижней границах области. В рассматриваемой задаче это не соблюдается, поскольку исследуется полуограниченная среда. Однако метод прогонки может быть распространен и на этот случай, если учесть, что начиная с некоторой достаточно большой высоты концентрация примеси убывает с увеличением высоты z . Последнее позволяет принять, что на определенном уровне $j+1$

$$q'_{i,j+1} < \varepsilon, \quad (1.63)$$

где ε — некоторая заданная малая величина. Нетрудно убедиться, что всегда $P_{i,j} < 1$. Тогда из (1.62) следует, что

$$Q_{i,j+1} < 2\varepsilon.$$

Таким образом, в процессе прямой прогонки по $Q_{i,j}$ определяется уровень, на котором концентрация практически исчезает, и этот уровень может рассматриваться как верхняя граница слоя диффузии. Затем, на данной границе концентрация q' полагается равной нулю и ведется обратная прогонка.

Для расчетов по изложенной схеме была составлена программа для ЭВМ, которую можно применять и для решения ряда различных задач тепло- и влагообмена.

1.10. Контроль численного решения. Важное значение имеет оценка точности численного определения концентрации примеси. С этой целью в работах Берлянда и др. (1963а, 1964б) излагается ряд специальных приемов, в частности проводилось измельчение шагов сетки, поскольку при этом численное решение приближается к точному решению задачи. В результате использовались такие значения шагов, при дальнейшем уменьшении которых результаты сравнительно мало менялись. Этот способ требует большого объема вычислений, поэтому применяется обычно для наиболее характерных и сравнительно простых примеров.

Другим способом контроля была проверка схем на сохранение общего количества примеси в атмосфере. Условие сохранения устанавливается интегрированием по z исходного уравнения

$$(1.30). \text{ При } w=0 \text{ и } \alpha=0, \text{ полагая, что } k_z \frac{\partial q'}{\partial z} = 0 \text{ при } z=0, \text{ в силу}$$

граничного условия на бесконечности находим, что на всех x

$$\int_0^\infty u q' dz = Mu_H.$$

Это означает в конечно-разностной записи, что для различных x должно выполняться соотношение (1.61).

В случае тяжелой примеси аналогично

$$\sum_{j=0}^\infty u_j q'_{i,j} \delta z - w \sum_0^i q'_{i,j} \delta x = Mu_H. \quad (1.64)$$

В результате расчетов оказалось, что соотношения (1.61) и (1.64) до весьма больших расстояний выполнялись с точностью до сотых долей процента.

В целях контроля численных схем предусматривалось также в отдельных случаях сопоставление результатов расчетов с данными вычислений на основе точных аналитических решений задачи. Согласование полученных результатов оказалось достаточно хорошим. Использование указанных способов контроля позволило одновременно установить оптимальное значение параметров задачи δx , δz и ε , регулирующих точность и продолжительность расчета.

В методических целях выполнялось также сравнение расчетов концентраций q' при задании логарифмического закона (1.18) и степенного (1.52) для u и при сохранении для коэффициента обмена k_z модели с «изломом» (1.18).

В результате оказалось, что при одном и том же значении u_1 в случае степенной модели для u при $n=0,14$ концентрация ниже по сравнению с соответствующими значениями в случае логарифмического профиля ветра. Различия в расчетах достигают 20—30%. Это связано с тем, что логарифмическое и степенное распределение при данном u_1 близки между собой только в приземном слое до сравнительно небольших высот.

2

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИМЕСИ В АТМОСФЕРЕ

Использование полученных результатов интегрирования дифференциального уравнения турбулентной диффузии позволяет выявить ряд основных закономерностей распространения примесей в атмосфере.

При учете вертикального распределения скорости ветра и коэффициента обмена будем различать более часто и регулярно наблюдаемые нормальные, а также аномальные условия погоды. Для характеристики первых из них можно воспользоваться выражениями (1.18). Как показали расчеты, учет небольших отклонений u и k_z от (1.18) оказывается несущественным. Случаи значительных отклонений следует отнести к аномальным условиям, и они будут рассмотрены отдельно (см. гл. 4).

Сначала приведем некоторые следствия из аналитических решений, затем остановимся на анализе результатов расчета концентрации примеси, полученных на основе численного решения. При численных расчетах, как правило, определялась величина s (в $\text{см}^{-1/2}\text{с}$).

$$s = 2 \cdot 10^{12} \frac{\sqrt{\pi k_0}}{M} q \quad (2.1)$$

пропорциональная концентрации примеси от точечного источника единичной мощности.

2.1. Легкая примесь. Приближенно исследование особенностей атмосферной диффузии легкой примеси в приземном слое воздуха может быть выполнено на основании приведенного выше решения задачи для случая, когда скорость ветра и коэффициент обмена описываются степенным законом (1.52). Для этого случая концентрация от точечного источника выражается формулой (1.54). Если ограничиться рассмотрением концентрации у земной поверхности при малых z , то бесселева функция, содер-

жащаяся в (1.54), достаточно точно представляется первым членом ее разложения в ряд. Тогда получим, что

$$q(x, y, z) = \frac{M z^{\frac{m+n}{2+n-m}} e^{-\frac{u_1^2 z_1^{m-n}}{k_1 (2+m-n)^2 x}} (z^2+n-m+H^2+n-m) - \frac{y^2}{4k_0 x}}{2 \sqrt{\pi k_0 x} (2+n-m)^{\frac{m+n}{2+n-m}} \Gamma\left(\frac{1+n}{2+n-m}\right) \times} \times (k_1 x)^{\frac{1+n}{2+n-m}} (2u_1)^{\frac{1-m}{2+n-m}}.$$

Для высот z порядка нескольких метров при $x > 10 \div 20$ м практически достаточно положить $z=0$. При этом можно ограничиться линейной зависимостью коэффициента обмена от высоты, т. е. принять $m \approx 1$. Для наземной концентрации (положив z_1 , равным единице длины) получим

$$q(x, y, 0) = \frac{M}{2(1+n)k_1 \sqrt{\pi k_0 x^{3/2}}} e^{-\frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1 x} - \frac{y^2}{4k_0 x}} \quad (2.2)$$

Характерной особенностью распределения наземной концентрации q по оси x (т. е. при $y=0$) является наличие максимума ее q_m на расстоянии x_m от источника. Величины q_m и x_m находятся из условия $\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0$. Из (2.2) следует, что

$$q_m = \frac{0,116 (1+n)^2 M}{u_1 H^{1,5} (1+n)} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}}, \quad (2.3)$$

$$x_m = \frac{2}{3} \frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2}. \quad (2.4)$$

Заметим, что q_m зависит от M , H , k_1 , u_1 и k_0 , а x_m — от $\frac{k_1}{u_1}$ и H .

При значениях $n=0,15 \div 0,2$, когда вертикальные профили ветра в приземном слое воздуха, представленные степенной функцией, близки к логарифмическому (при $z_0=0,01$ м), показатель степени при H в (2.3) равен 1,7—1,8, а в (2.4) он равен 1,15—1,2. Из (2.2) — (2.4) следует, что

$$\frac{q_{y=0}}{q_m} = f\left(\frac{x}{x_m}\right) = e^{\frac{1}{2}\left(1-\frac{x_m}{x}\right)} \left(\frac{x_m}{x}\right)^{3/2}. \quad (2.5)$$

В случае линейного источника бесконечной длины из (2.2) с учетом (1.27) аналогично получим формулы для максимальной

концентрации q'_m и расстояния x'_m , на котором она достигается:

$$q'_m = \frac{(1+n)M}{eu_1H^{1+n}},$$

$$x'_m = \frac{u_1H^{1+n}}{k_1(1+n)^2}. \quad (2.6)$$

Из сопоставления (2.6) с (2.4), в частности, можно видеть, что расстояние x_m для точечного источника составляет $2/3$ от x'_m для линейного источника.

Из приведенных результатов следует, что характер изменения концентрации с расстоянием x существенно зависит от уровня z , к которому она относится. У земной поверхности на некотором расстоянии x_m от источника отмечается максимальное значение концентрации q_m . С ростом z максимум q смещается к источнику. На уровне выброса примеси $z=H$ концентрация монотонно убывает с увеличением x . На более высоких уровнях снова наблюдается максимум q на некотором расстоянии x .

Проиллюстрируем некоторые общие закономерности, полученные на основе численного решения. На рис. 2.1 а представлены кривые, определяющие зависимость s от x на разных уровнях (см. (2.1)) для случая точечного источника на высоте $H=120$ м при $u_1=4$ м/с, $z_0=0,01$ м. По данным этих расчетов можно также проследить за вертикальным профилем концентрации в зависимости от расстояния до источника. На малых расстояниях x максимум по высоте отмечается примерно на уровне источника $z=H$ и профиль s по отношению к этому уровню почти симметричен. Постепенно с увеличением x максимум концентрации (ось факела) снижается, а после некоторого расстояния x он достигается у земной поверхности. Начиная с этого расстояния концентрация убывает с ростом z , причем в нижнем слое медленнее, а в верхнем — быстрее.

На рис. 2.1 б представлен вертикальный профиль концентрации s на разных расстояниях от точечного источника высотой $H=120$ м. Вертикальное распределение концентрации на разных расстояниях от линейного источника имеет в некотором отношении аналогичный характер. При малых x оно почти симметрично относительно уровня источника. С увеличением x эта симметрия нарушается таким образом, что убывание концентрации вверх происходит быстрее, чем вниз, а положение максимума концентрации по вертикали постепенно снижается до уровня подстилающей поверхности. Оказывается, что расстояние, на котором оно достигает уровня земли, совпадает со значением x'_m , где отмечается максимум наземной концентрации по направлению ветра от линейного источника. Поскольку x_m

меньше, чем x'_m , то максимум наземной концентрации от точечного источника должен достигаться раньше, чем ось струи примеси опустится к земной поверхности.

Представляют определенный интерес и результаты расчета распределения веса примеси в вертикальном столбе воздуха.

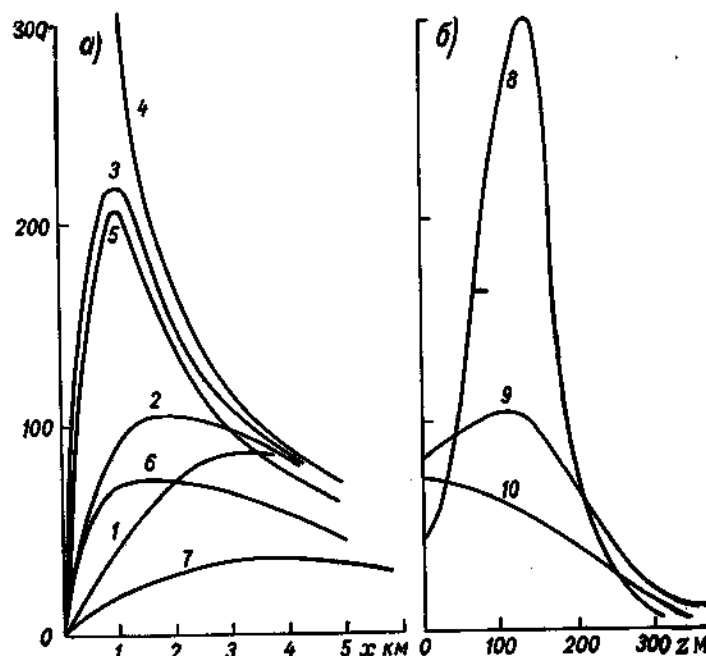


Рис. 2.1. Зависимость концентрации s от расстояния x (а) и высоты z (б).

Кривая	1	2	3	4	5	6	7	Кривая	8	9	10
z м	0	40	80	120	160	200	240	x км	1	2	3

Обозначим количество примеси в столбе высотой z через M_z в отличие от общего количества M . Отношение $\frac{M_z}{M}$ дополнительно характеризует распределение примеси по вертикали. Из выполненных расчетов следует, что на малых расстояниях x под источником сосредоточено примерно половина общего количества примеси M , т. е. $M_H \approx \frac{1}{2}M$. С увеличением x значение M_H постепенно убывает до нуля. Наоборот, распространяющееся выше уровня H количество вещества $M - M_H$ возрастает с удалением от источника. Следовательно, на значительных

расстояниях x большая часть легкой примеси уносится в верхние слои атмосферы.

Характер изменения концентрации s при различных скоростях ветра u_1 в основном сохраняется. Различие проявляется в абсолютных величинах. С уменьшением скорости ветра значение s_m увеличивается, а x_m уменьшается.

Более подробный анализ влияния основных факторов на распространение примесей требует значительного объема вычислений. Вообще для анализа и оперативного использования численных результатов целесообразно составить таблицы решения уравнения турбулентной диффузии, соответствующие различным метеорологическим условиям. Вычисления нужно проводить по определенному плану, сводя к минимуму число входных параметров задачи. Этот вопрос был рассмотрен в работе Берлянда и др. (1964б). В ней отмечено, в частности, что можно использовать сравнительно слабую зависимость концентрации от величины v — значения коэффициента обмена на уровне подстилающей поверхности. Такие вычисления производились для значения v , равного молекулярному коэффициенту диффузии для воздуха, и для значений v , отличающихся на два порядка в сторону уменьшения и увеличения от данного значения. Полученные результаты оказались мало различающимися между собой. Это позволяет приближенно принимать, что коэффициент k_2 пропорционален k_1 . Тогда из соображений подобия для концентрации легкой сохраняющейся примеси ($w = \alpha = 0$) от линейного источника справедливо следующее соотношение:

$$q' = \frac{M}{u_1} \Phi_1 \left(\frac{k_1 x}{u_1}, H, z \right). \quad (2.7)$$

Это позволяет связать концентрации от линейного источника $q'_1(x, z)$ и $q'_2(x, z)$ при фиксированных h и H для случаев $u_1 = u_1^{(1)}$, $k_1 = k_1^{(1)}$ и $u_1 = u_1^{(2)}$, $k_1 = k_1^{(2)}$:

$$q'_1(x, z) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} q'_2 \left(\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}} x, z \right). \quad (2.8)$$

Соответствующее выражение для концентрации от точечного источника q имеет вид

$$q = \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}} \Phi_2 \left(\frac{k_1 x}{u_1}, H, z \right). \quad (2.9)$$

Для $q_1(x, y, z)$ и $q_2(x, y, z)$ аналогично устанавливается следующая формула пересчета:

$$q_1(x, y, z) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} \sqrt{\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}}} q_2 \left(\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}} x, y, z \right). \quad (2.10)$$

Отсюда следует, что нет необходимости производить расчеты концентрации для всех возможных значений u_1 и k_1 , а достаточно ограничиться одной парой величин этих параметров. Можно таким образом получить некоторые стандартные распределения концентрации от x и z при разных H и определенных значениях u_1 и k_1 , а для других u_1 и k_1 производить пересчет по полученным формулам (2.8) и (2.10). Из (2.7) и (2.9) вытекает,

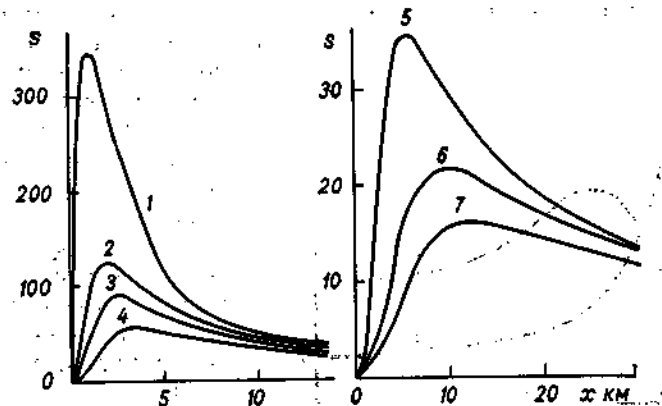


Рис. 2.2. Стандартное распределение концентрации s с расстоянием x .

Кривая	1	2	3	4	5	6	7
H м	50	100	120	150	170	260	300

что величина концентрации изменяется обратно пропорционально скорости ветра u_1 при данном значении $\frac{k_1}{u_1}$. Влияние вертикальной составляющей коэффициента обмена проявляется через величину $\frac{k_1}{u_1}$, аналогично тому, как влияние его горизонтальной компоненты k_y определяется величиной $k_0 = \frac{k_y}{u}$.

В соответствии с (2.9) и (2.10) Берлянд и др. (1964б) произвели вычисления стандартных распределений концентрации s от точечного высотного источника (см. (2.1)) при $u_1 = 4$ м/с, $k_1 = 0.2$ м²/с и $z_0 = 0.01$ м.

На рис. 2.2 приведены стандартные кривые, полученные для наземной концентрации s при $h = 100$ м и разных высотах источника H . При рассмотрении кривых обращает на себя внимание асимметричность их формы по отношению к точке x_m , соответствующей максимуму s . Рост концентрации с расстоянием происходит гораздо сильнее при $x < x_m$, чем убывание при $x > x_m$.

Для малых H характерно быстрое возрастание s до s_m на участке $x < x_m$ и сравнительно быстрое падение s для больших x .

С увеличением высоты источника H уменьшается максимальная концентрация и усиливается асимметрия кривой распределения s .

В этом случае убывание концентрации s с расстоянием x после того, как она достигла максимума, происходит весьма медленно. Эти особенности диффузии примеси, как будет показано ниже, играют важную роль при промышленном проектировании, в частности при расчете поля концентрации от многих источников и при учете фоновой загрязненности воздуха для отдельных объектов с высокими дымовыми трубами.

Вычисления позволяют обнаружить определенное влияние высоты приземного слоя h на концентрацию s . В частности, оказывается, что с увеличением h при фиксированных H , максимум

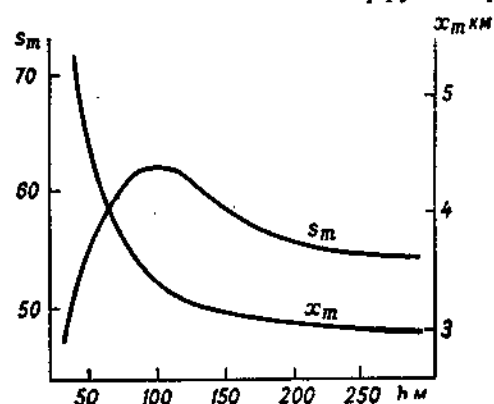


Рис. 2.3. Зависимость максимума концентрации s_m и расстояния x_m от высоты приземного слоя h .

наземной концентрации s несколько возрастает и одновременно уменьшается x_m . При дальнейшем росте h эти изменения сравнительно малы, а s_m и x_m стремятся к своим предельным значениям для случая линейно растущего коэффициента обмена во всей атмосфере. На рис. 2.3 даны изменения s_m и x_m с h для случая точечного источника высотой $H=120$ м. Аналогичные выводы могут быть сделаны для случая линейного источника.

Из формулы (2.2) следует, что наибольшая концентрация достигается при $y=0$, т. е. на оси x . От оси x в поперечном направлении y концентрация убывает симметрично по экспоненциальному закону, причем с ростом x это убывание замедляется. Основная часть примеси, таким образом, сосредоточена в сравнительно узкой струе примеси (или факеле), ось которой соответствует $y=0$. Из выполненных расчетов (Берлянд и др., 1964а) следует, что приближенно

$$q_m = C_1 \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{u_1 k_0}} \frac{1}{H^{\beta_1}},$$

$$x_m = C_2 \frac{u_1}{k_1} H^{1+\beta_2}, \quad (2.11)$$

где C_i, β_i ($i=1, 2$) — постоянные, которые, как показали исследования, сравнительно мало зависят от h и z_0 . При $h=100$ м и $z_0=0,01$ м значения $\beta_1=1,9$ и $\beta_2=0,2$, а $C_1=0,15$ и $C_2=0,5$. Значения этих величин близки к значениям соответствующих величин в (2.3) и (2.4) при $n=0,15 \div 0,2$.

Для определения наземной концентрации q при других x , не равных x_m , можно использовать соотношение между $\frac{q}{q_m}$ и $\frac{x}{x_m}$, аналогичное (2.5).

В табл. 2.1 представлены результаты расчета $\frac{q}{q_m}$ в зависимости от $\frac{x}{x_m}$ для разных H при $h=100$ м. Здесь же даны средние значения $\frac{q}{q_m}$ для всех H . Оказывается, что отклонение от этих средних величин при разных H сравнительно невелико.

Таблица 2.1
Зависимость относительной концентрации $\frac{q}{q_m}$
от относительного расстояния $\frac{x}{x_m}$

$H, \text{ м}$	$\frac{x}{x_m}$						
	0,25	0,5	0,75	1	2	3	4
100	0,30	0,73	0,94	1	0,78	0,59	0,47
120	0,33	0,74	0,95	1	0,79	0,59	0,47
150	0,41	0,80	0,95	1	0,80	0,60	0,48
200	0,34	0,76	0,95	1	0,80	0,60	0,47
250	0,27	0,73	0,95	1	0,80	0,60	0,45
300	0,25	0,73	0,94	1	0,80	0,59	0,43
Среднее	0,32	0,75	0,95	1	0,80	0,60	0,46

2.2. Тяжелая примесь. Особенности распространения тяжелых примесей прежде всего определяются наличием у них собственной скорости осаднения. При описании атмосферной диффузии это отражается в появлении соответствующего члена в исходном уравнении.

Скорость осаднения частиц определяется их плотностью и размерами. В атмосфере встречаются аэрозоли широкого спектра размеров — от тысячных долей микрона до сотен микронов. Характеристики их рассмотрены в книгах Фетта (1961), Спурного и др. (1964), Кейдла (1969) и др.

Скорость падения сферических частиц может быть определена по известной формуле Стокса

$$w = \frac{2\rho_n g}{9\rho_v} r_n^2 \quad (2.12)$$

где ρ_n — плотность частиц пыли, r_n — их радиус, g — ускорение силы тяжести, ν — коэффициент молекулярной вязкости воздуха.

После подстановки значений g , ρ и ν в формулу (2.12) она приобретает вид

$$w = 1,3 \cdot 10^{-2} \rho_n r_n^2$$

где w определяется в см/с, а ρ_n и r_n — задаются соответственно в г/см³ и мкм. Отсюда следует, что при r_n , равных 10, 50 и 100 мкм, значения w соответственно равны 1,3, 30 и 130 см/с.

Формула Стокса справедлива для частиц, размеры которых значительно превышают среднюю длину свободного пробега молекул воздуха. При ее выводе делается ряд допущений, в частности, полагается, что частицы являются шарообразными, и т. п. В книге Фукса (1955) оцениваются погрешности, связанные с этими допущениями, и указывается, что они большей частью не существенны при определении скорости осаждения пыли. Для частиц, значительно меньших 1 мкм, формула Стокса уточняется за счет умножения ее на безразмерный коэффициент Куннингема, больший единицы. Однако для диффузионных задач в этом уточнении нет необходимости, поскольку такие мелкие частицы имеют очень малую скорость и переносятся в атмосфере практически так же, как и газовые примеси, когда $w=0$. Для крупных частиц, когда число Рейнольдса $Re = \frac{2r_n w}{\nu} > 1$, вычисленные по

формуле Стокса значения w нужно, согласно Озеену, умножить на коэффициент $1 + \frac{3}{16} Re$. Для еще больших частиц (более 200 мкм) величину w нужно определять по формуле Ньютона. При этом надо иметь в виду, что очень крупные частицы вследствие больших скоростей осаждения находятся в воздухе сравнительно непродолжительное время и часто нет необходимости учитывать их диффузию.

Исследование некоторых закономерностей распространения тяжелых примесей в приземном слое воздуха от сравнительно невысоких источников приближенно может быть выполнено, как и для легких примесей, на основе аналитического решения задачи для случая, когда скорость ветра изменяется по степенному закону, а коэффициент обмена линейно возрастает с высотой

(Гандин и Соловейчик, 1958). Наземная концентрация от точечного источника высотой H определяется формулой

$$q = \frac{MH^{n+\omega} (1+n) u_1^{1,5+\omega}}{2(1+n) \Gamma(1+\omega) \sqrt{\pi k_0 x} (k_1 x)^{1+\omega}} e^{-\frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1 x} - \frac{y^2}{4k_0 x}}, \quad (2.13)$$

где

$$\omega = \frac{w}{k_1 (1+n)}. \quad (2.14)$$

Распределение концентрации в направлении y такое же, как и в случае легкой примеси. В распределении наземной концентрации по направлению ветра (вдоль оси x) отмечается максимум на некотором расстоянии от источника. Значения максимума концентрации q_m и его расстояния до источника x_m находятся так же, как и для легкой примеси.

Из (2.13) следует, что

$$q_m = \frac{0,055 (1+n)^2 M}{u_1 H^{1,5} (1+n)} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}} \frac{(1,5+\omega)^{1,5+\omega}}{\Gamma(1+\omega) e^\omega},$$

$$x_m = \frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 (1,5+\omega) k_1}. \quad (2.15)$$

Так же как и для легкой, для тяжелой примеси x_m не зависит от k_0 ; с возрастанием H значение q_m уменьшается, а x_m увеличивается. Вместе с тем значение максимальной концентрации q_m для нее больше, чем для легкой, а x_m меньше. Различия в величинах q_m и x_m для легкой и тяжелой примесей возрастают с увеличением скорости осаждения частиц w .

Ряд интересных результатов, касающихся распространения тяжелых примесей, получен на основании аналитического решения задачи также в работах Денисова (1957), Рабиновича (1965), Ченади (1973) и др.

Численное исследование атмосферной диффузии тяжелой примеси (Берлянд и др., 1964в) проводилось, как и в случае легкой примеси, при логарифмическом профиле скорости ветра и модели для k_z (1.18). Из соображений подобия аналогично (2.9) для случая тяжелой примеси записывается соотношение

$$q = \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}} \Phi_3 \left(\frac{k_1 x}{u_1}, \frac{w}{k_1}, H, z \right) e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}}. \quad (2.16)$$

На основании соотношения (2.16) можно также связать два варианта решения задачи, относящиеся к различным значениям u_1 и k_1 , при фиксированных величинах h и H :

$$q_1(x, y, z, w) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} \sqrt{\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}}} q_2 \left(\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}} x, y, z, \frac{k_1^{(2)}}{k_1^{(1)}} w \right). \quad (2.17)$$

В случае тяжелой примеси достаточно произвести расчеты только для одной пары значений u_1 и k_1 в широком диапазоне изменения w , после чего можно переходить к произвольным значениям u_1 , k_1 и w , используя формулу пересчета (2.17).

Из расчетов следует, что зависимость концентрации q от u_1 и k_1 для тяжелой и легкой примеси имеет подобный характер. Уменьшение k_1 эквивалентно возрастанию w и наоборот.

В табл. 2.2 приведены значения s , максимум их s_m и соответствующее ему расстояние x_m , для разных высот источника H , скоростей осаждения w при $u_1=4$ м/с, $k_1=0,2$ м²/с, $z_0=0,01$ м и $h=100$ м.

При анализе изменения s от w обнаруживаются характерные свойства тяжелой примеси. Они связаны с частичным выпадением ее вблизи источника. Оказывается, что зависимость концентрации от скорости выпадения на близких и далеких расстояниях от источника носит противоположный характер. При малых x с увеличением w концентрация s растет, при больших x убывает, причем тем больше, чем больше x . Для промежуточных x (например, для $x=3$ км) в зависимости s от w отмечается максимум при $w=15$ см/с. С увеличением высоты H эти особенности в изменении s сохраняются, но расстояние, на котором достигается максимум s в зависимости от w , увеличивается, а соответствующее значение w_m возрастает. Эти результаты качественно согласуются с выводами из аналитического решения, но в количественном отношении имеются значительные различия.

Из сопоставления результатов расчета при разных высотах приземного слоя h следует, что возрастание h в пределах ее реальных изменений сравнительно мало сказывается на величине s . При этом концентрация тяжелых частиц зависит меньше от значений параметра h , чем в случае легкой примеси.

Для невесомой примеси ($w=0$) концентрация ее с увеличением высоты источника при сохранении других условий на всех расстояниях уменьшается. Это важное свойство атмосферной диффузии, как можно видеть из приведенных данных, не всегда выполняется при распространении тяжелых частиц.

В табл. 2.3, построенной по данным табл. 2.2, приведены величины наземной концентрации s при двух значениях скорости осаждения частиц w и разных высотах источника H . Из этой таблицы следует, что начиная с достаточно большого расстояния концентрации от высоких источников оказываются большими, чем от низких источников, что обусловлено оседанием примеси. На близких дистанциях для тяжелой примеси, как и для легкой, отмечается обычно уменьшение концентрации с увеличением H . На некотором промежуточном расстоянии в зависимости концентрации от H отмечается максимум. Например, при $x=6$ км и $w=20$ см/с такой максимум соответствует значениям

Таблица 2.2
Зависимость концентрации s тяжелой примеси от высоты источника H и расстояния x

H , м	w , см/с	x , км										s_m	x_m , км
		1	2	3	4	5	6	8	10	12	15		
100	5	118	137	115	92	77	64	47	37	30	22	140	1,9
	10	146	151	119	89	71	58	40	29	22	16	157	1,7
	15	160	160	118	84	64	50	32	22	16	10	175	1,6
	20	181	164	115	77	56	42	25	16	11	6	193	1,4
	25	203	167	111	72	49	35	19	11	7	4	210	1,2
150	5	34	60	69	66	60	54	43	35	29	23	69	3,1
	10	43	71	76	70	62	54	40	31	24	18	76	2,8
	15	52	81	84	71	61	51	36	26	19	13	84	2,6
	20	61	90	88	72	58	46	30	20	14	9	91	2,4
	25	70	97	88	70	53	40	24	15	10	5	98	2,1
200	5	11	26	36	41	42	41	36	31	26	21	42	5,5
	10	13	31	43	48	48	45	37	30	25	19	48	4,5
	15	18	40	52	54	51	45	34	27	21	14	54	3,9
	20	21	46	58	58	53	46	33	24	17	11	59	3,6
	25	25	51	63	61	53	43	29	20	13	7	64	3,4
250	5	3	10	17	23	26	28	28	26	24	20	28	7,0
	10	4	13	22	29	32	33	31	28	24	19	33	6,1
	15	5	17	28	35	38	36	33	28	22	17	38	5,2
	20	7	24	33	41	42	40	33	26	20	13	42	4,8
	25	9	26	46	46	46	42	31	22	16	9	46	4,5

$H=150\div 200$ м. Чем меньше скорость осаждения частиц w , тем больше расстояние x , на котором имеется максимум в зависимости s от H . Так, при $w=5$ см/с такой максимум имеется на $x=13\div 15$ км, что соответствует $H=150$ м. Причиной данного эффекта также является выпадение тяжелых частиц на близких расстояниях и несохранение количества диффундирующей примеси в атмосфере.

Таблица 2.3

W CM/C	H M	x KM								
		1	2	3	4	6	8	10	12	15
20	100	186	164	115	77	42	25	16	11	6
	150	61	90	88	72	46	30	20	14	9
	200	21	46	58	58	46	33	24	17	11
	250	7	24	33	41	40	33	26	20	13
5	100	118	137	115	92	64	47	37	30	22
	150	34	60	69	66	54	43	35	29	23
	200	11	26	36	41	41	36	31	26	21
	250	3	10	17	23	28	28	26	24	20

Согласно Берлянду и Оникулу (19686), между наземными значениями концентрации тяжелой и легкой примеси q_w и q на расстояниях x от источника высотой H , а также между их максимальными значениями имеют место соотношения:

$$q_w = q\chi\left(\frac{w_0}{k_1}, \frac{k_1 x}{u_1}, H\right), \quad q_{mw} = q_m\chi_m\left(\frac{w}{k_1}, H\right). \quad (2.18)$$

Значение функции χ в общем случае определяется в соответствии с численным решением уравнения (1.2). Различия в концентрациях легкой и тяжелой примеси обуславливаются в основном безразмерным параметром $\frac{w}{k_1}$.

При одном и том же значении w роль оседания примеси будет разной в зависимости от интенсивности турбулентности. При сильной турбулентности, например в случае развитой конвекции, влияние различия в скорости оседания w проявляется главным образом при достаточно больших x . В этом случае при малых w (менее 3 см/с) $\chi \approx 1$.

В случае небольшой высоты источника H , когда можно при-

ближенно положить $k_z = k_1 z$ и $u = u_1 z^n$ и использовать для q и q_w соответствующие выражения (2.2) и (2.13), имеем

$$\chi = \frac{\left[\frac{u_1}{(1+n)^2 k_1}\right]^w H^{(1+n)w}}{\Gamma(1+w) x^w}. \quad (2.19)$$

Аналогично на основании (2.15) получим

$$\chi_m = \frac{\left(w + \frac{3}{2}\right)^{w+3/2}}{\Gamma(1+w) \left(\frac{3}{2}\right)^{3/2} e^w}. \quad (2.20)$$

Здесь w определяется (2.14). Расчеты показывают, что n оказывает малое влияние на χ_m .

Как из аналитического решения, так и из численных исследований следует, что всегда для тяжелой примеси максимум концентрации больше, а соответствующее ему расстояние до источника меньше, чем для невесомой примеси.

Из (2.20) и (2.14) следует, что при $k_z = k_1 z$ величина χ_m определяется только отношением $\frac{w}{k_1}$ и не зависит от u_1 и H . Прибли-

женно можно аппроксимировать зависимость χ_m от w линейной функцией $\chi_m = 1 + rw$. При $k_1 = 0,2$ м/с в пределах изменения w от 0 до 25 см/с значение $r = 0,04$ с/см. Сведения о χ_m , полученные на основании численного решения, приведены в табл. 2.4 (Берлянд и др. 1964в). Значения χ_m в этой таблице в среднем соответствуют также $r = 0,04$ с/см. Однако в этом случае χ_m и r зависят от высоты источника H , причем весьма сложным образом.

Таблица 2.4

Значения χ_m

w см/с	H м			
	100	150	200	250
5	1,14	1,18	1,18	1,20
10	1,28	1,31	1,37	1,39
15	1,43	1,44	1,52	1,60
20	1,60	1,54	1,68	1,79
25	1,72	1,64	1,82	1,97

Берлянд и Оникул (19686) для приближенного анализа зависимости χ_m от H используют решение задачи о концентрации тяжелой примеси (1.56), когда скорость ветра u и составляющие

коэффициента обмена k_y, k_z постоянны. Значение максимальной концентрации q_m по формуле (1.56) определяется численно. В этом случае величина отношения максимумов концентрации тяжелой и легкой примеси χ_m примерно линейно возрастает с увеличением σ_2 . При $\sigma_2 = 3$ значение $\chi_m \approx 5$.

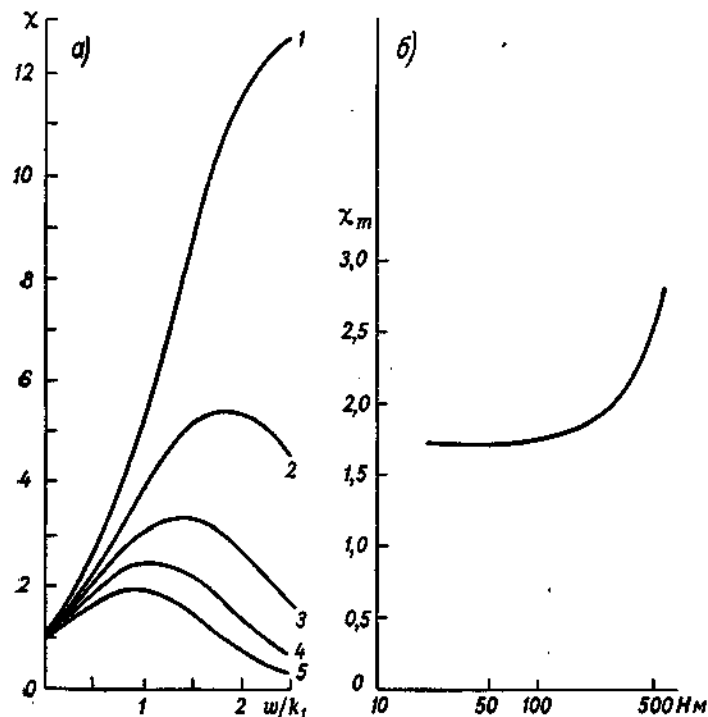


Рис. 2.4. Значение коэффициентов χ (а) и χ_m (б).

Кривая	1	2	3	4	5
$\frac{k_1 \chi}{u_1}$	300	400	500	600	700

При использовании модели (1.18) для k_z , согласно которой $k_z = k_1 h$ при $z > h$, аналогом σ_2 является параметр $\frac{\omega H}{k_1 h}$.

На рис. 2.4 а представлены величины χ для высоты источника 400 м в зависимости от удобных для использования аргументов, следующих из (2.16): «эффективного» расстояния $\frac{k_1 \chi}{u_1}$ и безразмерной скорости осаждения $\frac{\omega}{k_1}$ (Берлянд, Оникул, 1971). Из рис. 2.4 а следует, что вблизи источника концентрации тяже-

лой примеси гораздо больше, чем легкой. На эффективном расстоянии $\frac{k_1 \chi}{u_1} \approx 600$ м, где, как показывают расчеты, достигается

максимальная концентрация легкой примеси q_m , при $\frac{\omega}{k_1} = 1$ значение $\chi \approx 2$. Для достаточно больших расстояний при заданном $\frac{\omega}{k_1}$ величина χ становится, как и в рассмотренных выше примерах, меньше единицы, что обусловлено частичным выпадением примеси на подстилающую поверхность.

Из численных результатов следует, что при $\frac{\omega}{k_1} = \text{const}$ значение χ_m для источников, расположенных в приземном слое, практически не зависит от высоты H , как это вытекало и из аналитического решения. Однако для более высоких уровней источника значение χ_m сравнительно быстро возрастает с высотой H . В этом можно убедиться из рис. 2.4 б, на котором представлена полученная численно зависимость величины χ_m от H при $\frac{\omega}{k_1} = 1$.

2.3. Полидисперсная примесь. Выбросы пыли (зола) от промышленных предприятий практически всегда являются полидисперсными. Они также имеют разную плотность частиц ρ_p , от которой зависит скорость их оседания. Дисперсионные характеристики пыли, выбрасываемой в атмосферу после очистки, зависят от коэффициента полезного действия (КПД) этих устройств и ряда других факторов.

Характеристики фракционного состава выбросов промышленной пыли приводятся Шаприцким (1965) и Детри (1973). Некоторые общие принципы описания спектра размеров частиц аэрозолей изложены в книге Фукса (1955).

Удобно рассматривать не отдельно плотность и спектр размеров частиц, а более устойчивую их комплексную характеристику $P(\omega)$ — функцию распределения веса частиц с различными скоростями оседания ω (Берлянд, Оникул, 1971). Обычными очистными устройствами, которые работают на инерционном принципе, лучше улавливаются тяжелые частицы, вследствие чего с возрастанием удельного веса пыли уменьшается максимальный размер частиц, вносящих существенный вклад в ее спектр; величина $P(\omega)$ при этом меняется слабее.

Анализ опытных данных показывает, что в случае КПД очистки больше 90% при средних значениях удельного веса частиц от 1 до 2,5 г/см³ вес частиц с $\omega_i < 5$ см/с составляет 40–50% от общего веса пыли, с $\omega_i = 5 \div 25$ см/с — около 30–40% и с $\omega_i > 25$ см/с (обычно не превышающими 50 см/с) — примерно 20%.

С целью оценки величины χ и χ_m (см. (2.18)) типовой спектр $P(\omega)$ в общем случае разбивается на равные интервалы (обычно достаточно 10 интервалов), для каждого интервала принимается средняя скорость оседания w_i , и для фиксированных значений $\frac{k_1 x}{u_1}$ определяется χ . Суммарные величины концентрации $q_w = \sum q_i$ находятся по формуле

$$q_w = q \sum_i P(\omega_i) \chi \left(\frac{w_i}{k_1} \right). \quad (2.21)$$

Из расчетов следует, что полидисперсность пыли приводит к разнесению положений максимумов концентрации для отдельных фракций по направлению ветра и способствует поэтому уменьшению максимума суммарной концентрации. Оказывается также, что для наземного максимума концентрации величина χ_m в этом случае существенно меньше зависит от высоты источника H , чем в случае монодисперсной примеси, но все же она несколько возрастает с увеличением H , особенно при $H > 300$ м.

2.4. Нестационарная диффузия. Мгновенный источник. На практике почти всегда выполняются условия, при которых концентрация примеси от источника конечного времени действия T_k приближается к своему установившемуся значению (см. п. 1.4). При этом изменения со временем мощности источника и атмосферных характеристик принимаются квазистационарными и учитываются параметрически. Только в сравнительно редких случаях при весьма небольшой длительности наблюдения t_0 , когда $t_0 < \frac{x}{u}$, требуется отдельно исследовать нестационарный процесс диффузии примеси.

Источники непродолжительного периода действия можно определить, как «мгновенные». К ним относятся некоторые «аварийные» или «залповые» выбросы от промышленных предприятий, осуществляемые за сравнительно короткое время. Характерным типом мгновенного источника является выброс примеси при различных взрывах. Так, при земляных разработках с помощью взрывов выделяется окись углерода и другие газы. В результате взрыва облако газа и почвенной пыли поднимается на определенную высоту и далее рассеивается в процессе турбулентной диффузии. Начальная высота подъема оценивается по данным наблюдений или по расчетам. Иногда она может достигать весьма больших значений. Например, при осуществлении известных работ по сооружению земляной плотины высотой около 100 м вблизи Алма-Аты взрывное облако поднялось на высоту нескольких километров.

При исследовании нестационарной диффузии в исходном уравнении (1.1) должен учитываться член $\frac{\partial q}{\partial t}$, описывающий изменение концентрации со временем. Граничные условия и в данном случае записываются в форме (1.4)–(1.8), а начальное — в виде $uq = M \delta(x) \delta(y) \delta(z-H)$ при $t=0$. Если необходимо учесть длительность действия источника T_k , то полученное решение для концентрации от мгновенного источника нужно отнести к начальному моменту времени ξ и проинтегрировать это решение по ξ , как это сделано в (1.11).

В случае нестационарной задачи существенное значение приобретает учет в (1.1) члена, описывающего диффузию в направлении x . Ее аналитическое решение может быть получено при более жестких ограничениях, чем для установившихся условий. В частности, это можно сделать методом разделения переменных при постоянных значениях u , k_x и k_y , принимая только k_z в виде функции от z .

Положив в (1.1) при $v=0$, как и в п. 1.6, $q = q'(t, z)P(x, y) \times Q(t, x)$ и заменив переменную x на $x - ut$, получим, что $q'(t, z)$ представляет собой найденное выше решение для линейного источника, а $P(t, x)$ совпадает с (1.32), если в них принять $\frac{x}{u} = t$. Тогда

$$q(t, x, y, z) = \frac{q'(t, z)}{4\pi t \sqrt{k_x k_y}} e^{-\frac{(x-ut)^2}{4k_x t} - \frac{y^2}{4k_y t}}. \quad (2.22)$$

Решение задачи при реальных изменениях скорости ветра и составляющих коэффициентов выполняется только численными методами. В случае когда все коэффициенты (1.1), включая k_z , постоянны, для легкой сохраняющейся примеси можно записать

$$q(t, x, y, z) = \frac{M}{4(\pi t)^{3/2} \sqrt{k_x k_y k_z}} e^{-\frac{(x-ut)^2}{4k_x t} - \frac{y^2}{4k_y t}} \times \times \left[e^{-\frac{(z-H)^2}{4k_z t}} \pm e^{-\frac{(z+H)^2}{4k_z t}} \right]. \quad (2.23)$$

В квадратных скобках знак «плюс» соответствует распространению примеси над сушей, когда выполняются граничные условия (1.7), а знак «минус» — над водой при выполнении условий (1.6). Мощность источника M здесь определяет общее количество

примеси, поступающей в атмосферу при $t=0$. Нетрудно убедиться, что для любого времени t при выполнении условия (1.7)

$$\iiint q \, dx \, dy \, dz = M.$$

Интегрирование здесь выполняется по всему пространству V' , в котором распространяется примесь. Это является естественным следствием того, что примесь полностью сохраняется в атмосфере. При выполнении условия (1.6)

$$\iiint \int_0^\infty q \, dx \, dy \, dz \, dt = 0,$$

т. е. при достаточно большом времени вся примесь поглощается водной поверхностью из атмосферы.

Из полученного решения видно, что в общем случае нельзя пренебречь диффузией по сравнению с конвективным переносом по ветру. В случае мгновенного источника ветер сносит облако в целом, а расширение его обусловлено диффузией.

Новиков (1958) получил аналогичное решение для концентрации от мгновенного источника при постоянных значениях составляющих коэффициента обмена k_x , k_y , k_z и линейном возрастании u с высотой z . Некоторые частные случаи нестационарной диффузии исследовались Мониним (1956). Распределение тяжелой примеси от мгновенного источника при ряде предпосылок рассматривалось в работе Прессмана (1959), Петровой и др. (1966).

2.5. Эффект «осреднения концентраций». Вывод о том, что в течение времени $\frac{x}{u}$ процесс турбулентной диффузии стационаризуется (см. п. 14), был сделан в предположении, что коэффициенты исходного уравнения являются постоянными во времени. В реальных условиях их изменения происходят сравнительно медленно и можно допустить примерное сохранение этих характеристик по крайней мере в периоды, сравнимые с временем переноса примеси $\frac{x}{u}$. Такое изменение позволяет учитывать не-

стационарность параметрически, т. е. рассчитывать концентрацию только для отрезка времени, в течение которого метеорологические параметры u , k_y , k_z остаются примерно постоянными.

Вопрос о влиянии продолжительности времени, к которому относятся концентрации, полученные в результате решения уравнения диффузии, тем не менее, имеет существенное значение. Он

связан с необходимостью изучения зависимости между вычисленными и фактически наблюдаемыми концентрациями. При определении же содержания примеси в воздухе экспериментальным путем значения концентраций зависят от времени забора пробы. Результаты воздействия загрязнения атмосферы на окружающую среду (на живые организмы, растительность, различные покрытия и т. п.) определяются не только концентрациями примесей, но и продолжительностью воздействия. В зависимости от свойств примесей и длительности их действия устанавливаются соответствующие предельно допустимые концентрации (ПДК).

Обычно предусматриваются разовые ПДК, относящиеся к коротким промежуткам времени, и среднесуточные ПДК, относящиеся к периодам практически неограниченной продолжительности (см. п. 10.4). Концентрации ряда вредных примесей, в том числе сернистого газа и пыли, обычно определяются в полевых условиях путем забора проб воздуха за 20—30 минут. Поэтому разовые ПДК относят к 20—30-минутному интервалу времени. Исследования показывают, что в настоящее время разовые ПДК являются основной характеристикой опасности загрязнения атмосферы. Использование среднесуточных ПДК имеет определенные ограничения. В случае сопоставления результатов расчета с разовыми ПДК возникает вопрос о времени, к которому относятся вычисленные концентрации.

В связи со сказанным требуется исследовать влияние периода осреднения поля концентрации, описываемого исходным уравнением, с учетом выбора значений для его коэффициентов. Такие исследования связаны со значительными трудностями, обусловленными необходимостью учета влияния широкого спектра вихрей, характерного для атмосферной турбулентности. Приближенный подход к решению данного вопроса был развит в работах Берлянда и др. (1964а, 1965а). Он состоит в том, что при анализе процессов турбулентной диффузии сначала учитывается период осреднения составляющих коэффициента обмена и скорости ветра. В приведенных выше решениях принималось, что k_y и k_z определяются эйлеровыми характеристиками микромасштабной структуры метеорологических элементов и не зависят непосредственно от лагранжевых характеристик процесса.

В п. 1.5 для оценки k_y полагалось, что выше приземного слоя ($z > h$) $k_y \approx k_z$. При таком условии характерное время действия τ' для вихрей, определяющих значения k_y и k_z , приближенно устанавливается по значениям пульсаций горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра u' и w' , а также по пути смещения вихрей l , так что

$$\tau' = \frac{l}{\sqrt{u'^2 + w'^2}} \Big|_{z=h}.$$

При этом, по определению, величина l удовлетворяет соотношению Прандтля

$$l \frac{du}{dz} = \sqrt{u'w'}.$$

Следовательно,

$$\tau' = \frac{1}{(du/dz)|_{z=h}}.$$

Используя логарифмическое представление вертикального профиля скорости ветра (1.18), получим

$$\tau' = \frac{h \ln \frac{z_1}{z_0}}{u}.$$

Численные оценки показывают, что обычно τ' равно 2—3 мин. Поэтому поле концентрации q , описываемое исходным уравнением турбулентной диффузии (1.2) с указанными значениями k_y и k_z , определяется действием вихрей сравнительно малого масштаба с τ' примерно 2—3 мин. Ось x в данном случае надо ориентировать по направлению ветра, осредненному за период τ' . Ниже будет показано, что полученная точность определения τ' является практически достаточной для решения рассматриваемых задач.

Выполненные оценки позволяют предположить, что расчеты на основе приведенных выше формул будут находиться в определенном согласовании с экспериментом в случаях, когда пробы воздуха отбираются в течение нескольких минут и на сравнительно небольших расстояниях от источника, т. е. при малом времени переноса примеси. Полученные решения, следовательно, пригодны в основном для вычисления максимальной концентрации от относительно низких источников, когда она достигается на малых расстояниях.

В случае более высоких источников и при продолжительности забора проб в течение 20—30-минутного интервала опытные данные оказываются существенно ниже расчетных. При этом расхождение тем значительнее, чем больше расстояния от источника. Такое расхождение имеет место и при сравнении опытных данных с данными, рассчитанными по указанным формулам Сеттона и различным их модификациям, которые, как отмечалось в ряде работ, относятся примерно к трехминутному интервалу времени.

Уменьшение концентрации с увеличением времени забора проб является хорошо известным экспериментальным фактом, неоднократно отмечавшимся в различных работах. Объясняется это тем, что со временем непрерывно изменяется среднее направ-

ление ветра, а с ним и положение оси факела распространяющейся примеси. Поэтому нельзя выбрать пункт отбора пробы так, чтобы он все время находился на оси факела. Какую-то часть времени пункт обязательно будет находиться на периферии по отношению к факелу и концентрация в нем уменьшится. В связи с этим меньше будет и средняя концентрация в данном пункте. Такой результат можно практически трактовать как «эффект осреднения» концентраций. Его оценка должна быть, в первую очередь, связана с учетом особенностей колебаний направления ветра, обусловленных, в частности, действием вихрей различного масштаба, установленных по данным анализа материалов их непрерывной регистрации в течение продолжительного времени.

Приближенно можно выделить вихри трех масштабов: малого, среднего и большого. Вихри относительно малого размера определяют мгновенные пульсации горизонтальной и вертикальной компонент — скоростей движения воздуха (u' и w'), о которых шла речь выше. Их суммарное влияние в исходном уравнении турбулентной диффузии проявляется после рейнольдсовского осреднения и учитывается посредством введения k_y и k_z . На основании проведенной выше оценки они определяют значения концентрации примеси за интервал времени τ' , исчисляемый несколькими минутами.

Действие вихрей среднего масштаба приводит к более плавным колебаниям направления ветра. Эти колебания вызывают постоянные отклонения оси факела от некоторого среднего положения и способствуют его расширению. Вихри большого масштаба обуславливают значительные изменения направления ветра, которые проявляются при длительном наблюдении. В данном случае нет смысла говорить о расширении факела. Повторяемость таких колебаний направлений ветра для определенного пункта обусловлена синоптической обстановкой, а за длительные периоды — климатическими факторами. Она характеризуется обычно розой ветров.

Основанием для указанной классификации вихрей служит типичное распределение энергии турбулентного движения в зависимости от его масштаба, представленное известной кривой Ван дер Ховена (Ламли и Пановский, 1966 и др.). На этой кривой особенно отчетливо выражен минимум (провал) на участке между вихрями среднего и большого масштабов. Отсюда следует, что взаимодействие между вихрями данных масштабов сравнительно невелико и можно изучать их действие отдельно.

Согласно сделанной выше приближенной оценке действия малых вихрей, значения содержащихся в уравнении (1.2) коэффициентов u , k_y и k_z , а также среднее направление ветра (направление оси x) следует относить к периоду времени τ' , равному примерно 3 минутам. В случаях когда τ' меньше интервала

времени забора проб t_0 и времени $\frac{x}{u}$, за которое осуществляется перенос примеси от источника на расстояние x (за u приближенно принимается скорость ветра на высоте источника), осреднение концентрации должно производиться за период $T' > \tau'$. Если при этом сохранить прежние значения u , k_y , k_z , то нужно учесть пульсации направления ветра, осредненного за время τ' . Согласно экспериментальным данным Грачевой и Ложкиной (1964) и др., вероятность $\omega(\varphi)$ отклонений средних за период τ' направлений ветра на угол φ от среднего за период T' направления ветра примерно подчиняется закону Гаусса, т. е.

$$\omega(\varphi) = \frac{1}{\varphi_0 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\varphi^2}{2\varphi_0^2}}, \quad (2.24)$$

где φ_0 — дисперсия за период времени T' .

Если учесть изменение концентрации в поперечном к ветру направлении согласно (1.33), то средняя концентрация $\bar{q}$ за время T' (Берлянд и др., 1964а, 1965а) определяется по формуле

$$\bar{q} = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} q|_{y=0} e^{-\frac{(y \cos \varphi - x \sin \varphi)^2}{4k_z x}} \omega(\varphi) d\varphi, \quad (2.25)$$

где $q|_{y=0}$ — значение концентрации на оси x , ориентированной по среднему направлению ветра за время τ' , которое находится из решений уравнений атмосферной диффузии, полученных в пп. 1.8 и 1.9. Пределы интегрирования здесь могут быть изменены, поскольку $\omega(\varphi)$ быстро убывает с увеличением φ и практически можно полагать, что $\varphi < \psi$, где ψ определяет угловые размеры факела. Величина ψ мала и поэтому $\sin \varphi \approx \varphi$. В результате получим, что приближенно

$$\bar{q} = q|_{y=0} f(x, y), \quad (2.26)$$

где

$$f(x, y) = \frac{1}{2\varphi_0 b' \sqrt{2}} e^{-\frac{y^2}{8k_0 \varphi_0^2 b'^2 x}} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{y}{4k_0 b' x} - b' \psi \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{y}{4k_0 b' x} + b' \psi \right) \right], \quad (2.27)$$

$$b' = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{x}{2k_0} + \frac{1}{\varphi_0^2} \right)}. \quad (2.28)$$

Принимая, как это обычно делается, что ширина факела определяется из условия, согласно которому концентрация на

краю факела на порядок меньше, чем на его оси, на основании (2.26) и (2.27) можно показать, что ψ в 1,5—2 раза больше φ_0 . Тогда при $y=0$ достаточно точно выполняется соотношение

$$f(x, 0) = \frac{1}{\sqrt{1 + x\varphi_0^2/2k_0}}.$$

Отсюда следует, что при небольших x осреднение мало изменяет значение осевой концентрации, поскольку в этом случае $f(x, 0) \approx 1$ и $\bar{q} \approx q$. Существенное влияние осреднения проявляется на больших расстояниях от источника. Обычно $k_0 = 0,5 \div 1$ м и $\varphi_0 < 0,15$, поэтому для $x > 1 \div 2$ км и малых y

$$f(x, y) = \frac{1}{\varphi_0} \sqrt{\frac{2k_0}{x}} e^{-\frac{y^2}{2\varphi_0^2 x^2}}. \quad (2.29)$$

Эффект «осреднения» в различной степени сказывается на разных характеристиках поля концентрации. Концентрация $\bar{q}$ на оси факела с увеличением расстояния x убывает быстрее, чем q , поскольку в знаменателе формул для q дополнительно появляется $\sqrt{x}$. Знаменатель в показателе степени экспоненциальной функции, определяющий убывание q с y , оказывается теперь пропорциональным x^2 , а не x , как ранее. Поэтому вдоль оси y изменение концентрации происходит более медленно и ширина факела возрастает. С помощью (2.26) непосредственно производится переход к осредненным концентрациям от их значений, определяемых на основе приведенных выше выражений для q , согласно численному и аналитическому решениям. В частности, для легкой примеси ($w=0$), когда коэффициент обмена растет линейно с высотой, а скорость ветра изменяется по степенному закону, используя (2.2), получим

$$\bar{q} = \frac{M}{(1+n) k_1 \varphi_0 x^2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2 x} - \frac{y^2}{2\varphi_0^2 x^2}}. \quad (2.30)$$

Следует обратить внимание на то, что в этой формуле коэффициент k_0 оказался исключенным и вместо него вошла величина φ_0 . Соответственно изменяется выражение для максимума концентрации $\bar{q}_m$ и расстояния x_m , на котором он достигается

$$\bar{q}_m = \frac{0,216 k_1 (1+n)^3 M}{\varphi_0 u_1^2 H^2 (1+n)}; \quad x_m = \frac{u_1 H^{1+n}}{2 k_1 (1+n)^2}. \quad (2.31)$$

Выражения (2.31) сходны с формулами (2.3) и (2.4) для q_m и x_m . Однако с учетом эффекта осреднения уменьшаются

значения максимальной концентрации и расстояния, где она достигается, а степень зависимости максимальной концентрации от H оказывается значительно выше.

Аналогичные формулы для $\bar{q}_m$ и $\bar{x}_m$ устанавливаются на основе численного решения задачи (см. (2.11)):

$$\bar{q}_m = C_3 \frac{MK}{u_1} \frac{1}{H^{\beta_3}}, \quad \bar{x}_m = C_4 \frac{u_1}{k_1} H^{1+\beta_4}, \quad (2.32)$$

где

$$K = \frac{k}{u_1 \varphi_0}, \quad \beta_3 \approx \beta_1 + 0.5, \quad \beta_4 \approx \beta_2. \quad (2.33)$$

C_i и β_i ($i=3, 4$) — постоянные, устанавливаемые при аппроксимации результатов численного решения с учетом эффекта осреднения. Значения $C_3 \approx 0.3$, $C_4 \approx 0.4$, $\beta_3 = 2.3 \div 2.5$.

Для определения $q|_{y=0}$ при $x \neq x_m$ удобно воспользоваться тем обстоятельством, что по данным расчетов, аналогичным приведенным в табл. 2.1, приближенно $\frac{q|_{y=0}}{\bar{q}_m}$ зависит только от $\frac{x}{x_m}$.

Подобным образом в результате осреднения получаются формулы для тяжелой примеси на основании решения уравнения турбулентной диффузии при $\omega \neq 0$. В этом случае можно связать формулы для тяжелой и невесомой примесей.

$$\bar{q}_{wm} = \bar{q}_m F' \quad \text{и} \quad \bar{x}_{wm} = \bar{x}_m \kappa'. \quad (2.34)$$

Здесь $\bar{x}_{wm}$ и x_m — расстояния, где достигаются соответственно $\bar{q}_{wm}$ и $\bar{q}_m$, F' и κ' — безразмерные коэффициенты, причем $F' > 1$, а $\kappa' < 1$.

Для расчета концентрации примеси, следовательно, необходимо знать величину φ_0 , которая представляет собой значение за время T' дисперсии направления ветра, осредненного за интервал времени τ' , и является структурной характеристикой турбулентного поля в эйлеровом смысле. Величина T' связана с периодом времени t_0 , в течение которого производится забор пробы воздуха для определения $\bar{q}$, и с временем $\frac{x}{u}$ переноса примеси на расстояние x . Из анализа этой связи вытекает, что приближенно можно положить $T' = t_0 + \frac{x}{u}$.

Изменение концентрации в зависимости от времени осреднения, к которому она относится, обсуждалось в ряде работ главным образом на основе качественных соображений. Для устранения возникающих в результате этой зависимости различий между расчетными и опытными данными иногда вводились эмпирические коэффициенты, понижающие значения вычисленных концентраций в несколько раз. Например, к значениям концентраций, рассчитанным по методике Андреева (1952), разные авторы предлагали вводить поправочные множители от 0.1 до 0.4. Приведенные результаты показывают, что такой способ введения эмпирических коэффициентов является физически не обоснованным. Действительно, вследствие осреднения существенно изменяется характер зависимости концентрации от определяющих факторов, в частности от высоты источника H . Это означает, что поправочные коэффициенты, установленные для одних метеорологических условий и определенной высоты H , нельзя использовать для других случаев.

Изложенная схема учета эффекта осреднения концентрации позволяет получить ряд выводов, существенных как в практическом, так и научном отношении. Однако она, естественно, еще требует уточнения. В частности, это относится к учету пространственного изменения статистических закономерностей для направления ветра, ограничения расстояния, до которого эта схема приемлема (последнее, возможно, оценивается временем переноса примеси в несколько часов, в течение которого ветер, сохраняя устойчивое направление в указанном выше смысле), и др.

2.6. Зависимость коэффициента горизонтальной диффузии от масштабов вихрей. Расхождение между экспериментальными и вычисленными значениями концентраций на больших расстояниях x иногда пытались устранить в работах по теории турбулентной диффузии путем введения без достаточного обоснования зависимости горизонтальной составляющей коэффициента обмена k_y от x . Это объяснялось тем, что с увеличением размеров факела с расстоянием до источника возрастает масштаб вихрей, влияющих на перенос примеси. Такой подход неоднократно вызывал понятные возражения. Из приведенных в п. 2.5 формул на основе осреднения концентраций следует, что в подобном подходе нет необходимости, но формально его можно использовать и дать ему более естественное объяснение. Оказывается, что эффект осреднения условно описывается заменой k_0 некоторым эффективным коэффициентом $k_0(x)$, изменяющимся с расстоянием от источника (Берлянд и др., 1964а, 1965а). Можно, в частности, сравнить полученные выражения для $\bar{q}$ при достаточно больших x с непосредственным решением исходного уравнения диффузии (1.2) при $k_y = k_0(x)u$. Для этого предварительно осуществим

замену переменной x на $X = \int_0^x k_0(\xi) d\xi$. Тогда аналогично (1.33) получим

$$\bar{q} = \frac{q'(X, z)}{2\sqrt{\pi X}} e^{-\frac{y^2}{4X}}, \quad (2.35)$$

где $q'(X, z)$ — соответствующее решение для случая линейного источника.

Если $k_0(x) = k_0$, то $X = k_0 x$ и (2.35) совпадает с (1.27) и (1.32). Сопоставляя (2.35) с (2.26) — (2.29) и учитывая, что выражение в квадратных скобках в (2.27) близко к единице, можно определить X и положить, что

$$k_0(x) \approx k_0 + x\varphi_0^2, \quad (2.36)$$

а при больших x

$$k_0(x) \approx x\varphi_0^2. \quad (2.37)$$

В случае $k_y = k_0(x)$ и решение исходного уравнения диффузии совпадает с приближенным выражением для осредненного значения концентрации. При этом величина k_0 оказывается не существенной для расчета концентрации для больших x и влияние горизонтального обмена выражается тогда параметром φ_0 .

В общем случае, составляющие коэффициента обмена k_i ($i=1, 2, 3$ соответствуют x, y, z): связаны с компонентами дисперсии распределения примеси известными соотношениями:

$$k_i = \frac{1}{2} \frac{d\sigma_i^2}{dt} \text{ и } \sigma_i^2 = 2 \int_0^t k_i(t) dt. \quad (2.38)$$

Для перехода от временных изменений к пространственным следует обратиться к гипотезе «замороженности» турбулентности, согласно которой атмосферные вихри переносятся воздушными потоками без изменения со скоростью u . Эта гипотеза позволяет, положив приближенно скорость u постоянной, вести интегрирование не по t , а по $\frac{x}{u}$ — времени переноса примеси на расстояние x . Для дисперсии $\sigma_y^2 = \sigma_y^2$ в направлении y (при $k_y = k_0(x)u$) тогда получим

$$\sigma_y^2 = \int_0^x k_0(x) dx. \quad (2.39)$$

Из (2.36) и (2.39) следует, что $\sigma_y^2 = 2k_0x + \varphi_0^2 x^2$. Приблизительно для больших x дисперсия $\sigma_y^2 \approx \varphi_0^2 x^2$. Подобные соотношения для

σ_y^2 можно получить и иным путем, принимая во внимание, что выражения (2.35), а также (2.26) — (2.29) для больших x описывают распределение концентрации по нормальному закону. Следует указать, что в работах по статистической теории турбулентной диффузии такое распределение обычно постулируется или принимается на основании опытных данных. Распределение концентрации по оси y в (2.26) и (2.27) не является гауссовым. Оно близко к нему только при достаточно больших x , когда приближенно (2.26) переходит в выражение

$$\bar{q} = \frac{q|_{y=0}}{\sqrt{2\pi\sigma_y^2}} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}}, \quad (2.40)$$

причем $\sigma_y^2 = \varphi_0^2 x^2$.

Значение дисперсии распределения концентрации σ_y^2 связывается с дисперсией σ_v^2 и автокорреляционной функцией $R(t)$ скорости ветра с помощью известной формулы Тейлора в форме Кампье-де-Ферье

$$\sigma_y^2 = 2\sigma_v^2 \int_0^t (t-\xi) R(\xi) d\xi. \quad (2.41)$$

Теоретическое определение $R(t)$ вызывает значительные трудности, поэтому значение σ_y^2 нередко устанавливают эмпирическим путем.

Таким образом можно связать параметр φ_0 с характеристиками σ_v^2 , σ_v^2 и $R(t)$, установленными из статистической обработки экспериментальных данных. Аналогично связывается φ_0 с параметром c_y в формуле Сеттона (см. п. 1.1), а также с другими параметрами горизонтальной диффузии, используемыми в работах Виппермана (1961) и Френкила (1953), Пэсквилла (1962), Лайхтмана (1970), Бызовой (1974) и др.

Распределение концентрации по оси z на близких расстояниях, пока сохраняется симметрия ее относительно уровня источника, можно также аппроксимировать гауссовой функцией. Однако это не применимо на расстоянии от источника, где достигается максимум в вертикальном профиле концентрации у земной поверхности (см. рис. 2.1). Здесь нельзя говорить о каком-либо представлении данного профиля гауссовым распределением. Это обстоятельство не принимается во внимание в ряде работ, в частности, при выводе формулы Сеттона и ее модификаций, что может рассматриваться как одна из серьезных причин указанного выше расхождения между результатами расчета концентрации и данными наблюдений, особенно на достаточно больших расстояниях от источника.

замену переменной x на $X = \int_0^x k_0(\xi) d\xi$. Тогда аналогично (1.33) получим

$$\bar{q} = \frac{q'(X, z)}{2\sqrt{\pi X}} e^{-\frac{y^2}{4X}}, \quad (2.35)$$

где $q'(X, z)$ — соответствующее решение для случая линейного источника.

Если $k_0(x) = k_0$, то $X = k_0 x$ и (2.35) совпадает с (1.27) и (1.32). Сопоставляя (2.35) с (2.26) — (2.29) и учитывая, что выражение в квадратных скобках в (2.27) близко к единице, можно определить X и положить, что

$$k_0(x) \approx k_0 + x\varphi_0^2, \quad (2.36)$$

а при больших x

$$k_0(x) \approx x\varphi_0^2. \quad (2.37)$$

В случае $k_y = k_0(x)$ и решение исходного уравнения диффузии совпадает с приближенным выражением для осредненного значения концентрации. При этом величина k_0 оказывается не существенной для расчета концентрации для больших x и влияние горизонтального обмена выражается тогда параметром φ_0 .

В общем случае, составляющие коэффициента обмена k_i ($i=1, 2, 3$ соответствуют x, y, z): связаны с компонентами дисперсии распределения примеси известными соотношениями:

$$k_i = \frac{1}{2} \frac{d\sigma_i^2}{dt} \text{ и } \sigma_i^2 = 2 \int_0^t k_i(t) dt. \quad (2.38)$$

Для перехода от временных изменений к пространственным следует обратиться к гипотезе «замороженности» турбулентности, согласно которой атмосферные вихри переносятся воздушными потоками без изменения со скоростью u . Эта гипотеза позволяет, положив приближенно скорость u постоянной, вести интегрирование не по t , а по $\frac{x}{u}$ — времени переноса примеси на расстояние x . Для дисперсии $\sigma_i = \sigma_y$ в направлении y (при $k_y = k_0(x)$) тогда получим

$$\sigma_y^2 = \int_0^x k_0(x) dx. \quad (2.39)$$

Из (2.36) и (2.39) следует, что $\sigma_y^2 = 2k_0x + \varphi_0^2 x^2$. Приближенно для больших x дисперсия $\sigma_y^2 \approx \varphi_0^2 x^2$. Подобные соотношения для

σ_y^2 можно получить и иным путем, принимая во внимание, что выражения (2.35), а также (2.26) — (2.29) для больших x описывают распределение концентрации по нормальному закону. Следует указать, что в работах по статистической теории турбулентной диффузии такое распределение обычно постулируется или принимается на основании опытных данных. Распределение концентрации по оси y в (2.26) и (2.27) не является гауссовым. Оно близко к нему только при достаточно больших x , когда приближенно (2.26) переходит в выражение

$$\bar{q} = \frac{q|_{y=0}}{\sqrt{2\pi\sigma_y^2}} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}}, \quad (2.40)$$

причем $\sigma_y^2 = \varphi_0^2 x^2$.

Значение дисперсии распределения концентрации σ_y^2 связывается с дисперсией σ_v^2 и автокорреляционной функцией $R(t)$ скорости ветра с помощью известной формулы Тейлора в форме Кампье-де-Ферье

$$\sigma_y^2 = 2\sigma_v^2 \int_0^t (t-\xi) R(\xi) d\xi. \quad (2.41)$$

Теоретическое определение $R(t)$ вызывает значительные трудности, поэтому значение σ_y^2 нередко устанавливают эмпирическим путем.

Таким образом можно связать параметр φ_0 с характеристиками σ_y^2 , σ_v^2 и $R(t)$, установленными из статистической обработки экспериментальных данных. Аналогично связывается φ_0 с параметром c_y в формуле Сеттона (см. п. 1.1), а также с другими параметрами горизонтальной диффузии, используемыми в работах Виппермана (1961) и Френкила (1953), Пэсквилла (1962), Лайхтмана (1970), Бызовой (1974) и др.

Распределение концентрации по оси z на близких расстояниях, пока сохраняется симметрия ее относительно уровня источника, можно также аппроксимировать гауссовой функцией. Однако это не применимо на расстоянии от источника, где достигается максимум в вертикальном профиле концентрации у земной поверхности (см. рис. 2.1). Здесь нельзя говорить о каком-либо представлении данного профиля гауссовым распределением. Это обстоятельство не принимается во внимание в ряде работ, в частности, при выводе формулы Сеттона и ее модификаций, что может рассматриваться как одна из серьезных причин указанного выше расхождения между результатами расчета концентрации и данными наблюдений, особенно на достаточно больших расстояниях от источника.

При учете влияния атмосферных вихрей различного масштаба на изменение концентрации отмечаются некоторые общие черты у изложенного выше способа осреднения концентрации и метода, развитого Гиффордом (1959, 1960). Согласно модели Гиффорда (рис. 2.5), концентрация примеси в факеле может рассматриваться как результат суперпозиции бесконечного числа мгновенно испускаемых клубов, которые переносятся по ветру и постепенно расширяются с удалением от источника. Огибающая клубов составляет границу факела. Обычно диффузией примеси по ветру пренебрегают и рассматривают рассеивание клубов только в поперечном ветру направлении. Поэтому клубы приобретают форму дисков. Рисунки 2.5 а и б относятся к случаю устойчивого совпадения направления среднего ветра с осью x , т. е. диффузия в этом случае обусловлена в основном вихрями малого масштаба. В реальных условиях вследствие неустойчивости направления ветра факел имеет извилистую форму (рис. 2.5 в). Рассеивание факела в общем случае складывается из рассеивания отдельных клубов и случайного блуждания центров тяжести этих клубов относительно среднего значения ветра. Если пренебречь рассеиванием примеси вдоль оси x , то клубы снова приобретают форму дисков (рис. 2.5 г). Блуждания центра тяжести клубов, приводящие к изгибу факела, являются результатом действия вихрей более крупного масштаба.

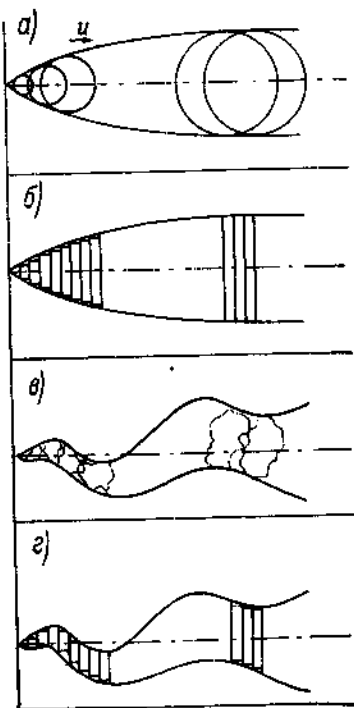


Рис. 2.5. Схема дымового факела.

Гиффорд ввел в рассмотрение дисперсию примеси внутри клубов $\bar{D}^2$ и дисперсию рассеивания центров тяжести клубов $\bar{Y}^2$. Далее, он принял, что суммарное распределение примеси и распределение центров клубов в определенном направлении подчиняются закону Гаусса. Из этого следует, что и распределение концентраций внутри клубов также аппроксимируется гауссовой функцией, а суммарная дисперсия в данном направлении представляется суммой $\bar{D}^2 + \bar{Y}^2$.

Данная схема использовалась для установления связи между

величинами максимальной концентрации q_m на оси факела, которая наблюдается за сравнительно короткие периоды времени, и средней концентрацией $\bar{q}$, относящейся к той же точке оси. Поскольку на оси факела концентрация обратно пропорциональна величине дисперсии, то отношение между этими величинами приблизительно определяется соотношением

$$\frac{q_m}{\bar{q}} = \frac{\bar{D}^2 + \bar{Y}^2}{\bar{Y}^2}. \quad (2.42)$$

На основании анализа изменения дисперсий суммарного распределения концентрации и ее распределения внутри факела в зависимости от времени t и времени переноса $\frac{x}{u}$, а также из соображений подобия Гиффорд сделал некоторые выводы об изменении $\frac{q_m}{\bar{q}}$. В частности, он получил, что для достаточно больших

отрезков времени t или $\frac{x}{u}$ это отношение уменьшается с увеличением t и $\frac{x}{u}$ и приближается к постоянной величине. Работы Гиффорда получили развитие в исследованиях Бызовой (1974) и Ченади (1973).

2.7. Дисперсия направления ветра и зависимость концентрации от времени забора проб. Для перехода от неосредненных значений q к осредненным концентрациям $\bar{q}$ по формулам (2.26) — (2.29) необходимо знать величину средней дисперсии колебаний направления ветра φ_0 .

Вопросы определения φ_0 на основании обработки массового материала экспедиционных наблюдений излагаются в работах Грачевой и Ложкиной (1964), Гениховича и Грачевой (1965). В экспедициях ГГО по изучению загрязнения воздуха, проводившихся в течение ряда лет в районах промышленных предприятий, систематически регистрировалось направление ветра с помощью анеморумбографа М-45.

В соответствии с результатами п. 2.5 вводятся два интервала времени осреднения направления ветра: внешний T' и внутренний τ' . Продолжительность внутреннего интервала принимается равной 2,5 минуты, внешнего — 20 минут и больше. Дисперсия определяется по формуле

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\varphi_i - \bar{\varphi})^2 n_i}{N}},$$

где φ_i и $\bar{\varphi}$ — средние направления ветра для внутреннего и внешнего интервалов осреднения, n_i — повторяемость определенных направлений ветра, N — общее число случаев.

Один из выводов обработки данных (Грачева и Ложкина, 1964) уже был приведен в п. 2.5. Он заключается в том, что вероятность отклонения направления ветра на угол φ примерно подчиняется нормальному закону. На экспериментальном материале исследовалась зависимость σ_0 от устойчивости атмосферы и скорости ветра u_1 на высоте 1 м.

На рис. 2.6 представлены некоторые результаты для случая внешнего интервала 20 минут. В качестве показателя устойчивости используется параметр $B = \delta T / u_1^2$, где δT — разность температур на высотах 2,0 и 0,5 м.

При неустойчивой стратификации согласно рис. 2.6 б с ростом скорости ветра от 2 до 8 м/с значение σ_0 уменьшается примерно от 10 до 4°.

Обработка данных наблюдений позволила также исследовать связь σ_0 с внешними интервалами осреднения T' , равными 20, 40 и 60 минутам.

На рис. 2.7 приводятся корреляционные графики зависимости σ_0 для интервалов осреднения 20 и 40 минут (σ_{20} и σ_{40}) и 40 и 60 минут (σ_{40} и σ_{60}). Используя формулы п. 2.5, можно определить зависимость концентрации примеси q от периода осреднения при различных метеорологических условиях. В частности, из них следует, что q возрастает с уменьшением φ_0 . Поэтому увеличение φ_0 с усилением неустойчивости и ослаблением скорости ветра способствует уменьшению концентрации. С возрастанием периода осреднения T' в соответствии с опытными данными концентрации также уменьшаются, причем сначала быстро, а затем медленнее.

Согласно сказанному в п. 2.5, $T' = t_0 + \frac{x}{u}$, где t_0 — продолжительность времени забора проб. Отсюда можно заключить, что с увеличением расстояния x , или, точнее, $\frac{x}{u}$, влияние времени забора проб ослабляется. Эти результаты находятся в определенном согласовании с выводами Гиффорда, рассмотренными в п. 2.6.

Однако применение только эмпирических связей для анализа осреднения, естественно, сужает использование полученных результатов. Кроме того, и сами эти связи установлены для сравнительно ограниченных периодов времени осреднения. Поэтому представляет интерес обобщение материалов наблюдений на основе теоретического исследования зависимости дис-

персии колебания направления ветра от внутреннего и внешнего интервалов осреднения. Частично данный вопрос рассматривался Пэксвиллом (1962), Хио (1968), Бызовой (1974) и др.

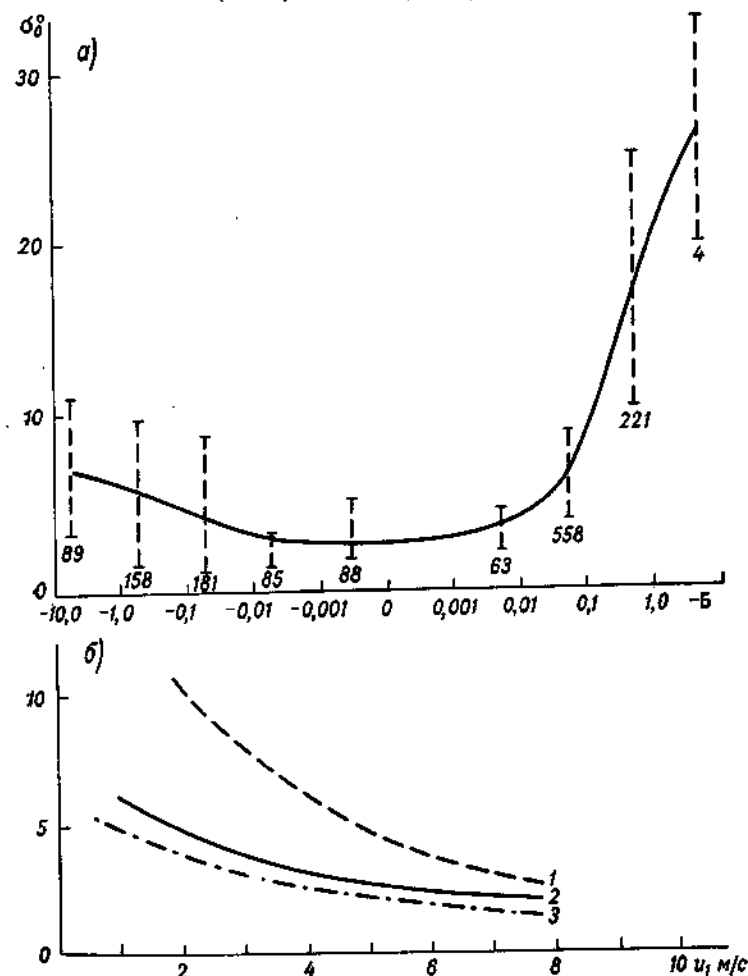


Рис. 2.6. Зависимость среднего квадратического отклонения направления ветра σ_0 от показателя устойчивости B (а) и от скорости ветра u_1 (б) при неустойчивой (1), равновесной (2) и устойчивой (3) стратификации.

Вертикальные отрезки — отклонение от среднего значения; цифры у отрезков — число случаев.

Ниже остановимся на результатах обобщения проведенных исследований в соответствии с работой Гениховича и Грачевой (1965). В этой работе аналогично исследованиям Смита (1963),

Хей и Пэсквилла (1959) при осреднении величин, полученных в результате непрерывной регистрации (в нашем случае данных о направлении ветра), вводится внутренний малый продол-

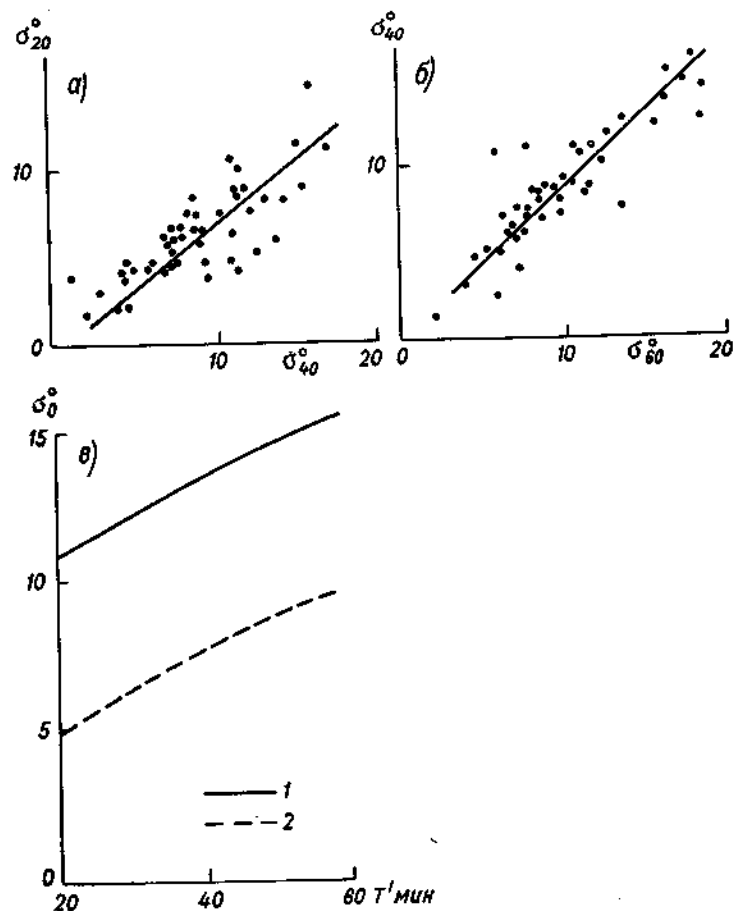


Рис. 2.7. Зависимость среднего квадратического отклонения направления ветра от времени осреднения.
1 — неустойчивое состояние, 2 — равновесное.

жительности интервал осреднения τ' и внешний, большей продолжительности, интервал T' . Далее определяется среднее значение $\varphi(t)$ по внутреннему интервалу $\left(t - \frac{\tau'}{2}, t + \frac{\tau'}{2}\right)$. Полученная величина как функция t осредняется по внешнему интервалу $\left(s' - \frac{T'}{2}, s' + \frac{T'}{2}\right)$, после чего определяется дис-

персия среднего по интервалу τ' относительно среднего по интервалу T' . Затем проводится осреднение по всевозможным s' ($-\infty < s' < \infty$) и находится дисперсия $\sigma_{T', \tau'}^2$ в зависимости от внешнего T' и внутреннего τ' интервалов. Она связывается с дисперсией $\sigma_{\infty, 0}^2$ и спектральной функцией $F(n)$ таким образом, что

$$\sigma_{T', \tau'}^2 = \sigma_{\infty, 0}^2 \int_0^{\infty} F(n) \left[1 - \frac{\sin^2 n\pi T'}{(n\pi T')^2} \right] \frac{\sin^2 n\pi \tau'}{(n\pi \tau')^2} dn, \quad (2.43)$$

причем $F(n)$ выражается через корреляционную функцию $R(t)$ с помощью известного соотношения

$$F(n) = \int_0^{\infty} R(t) \cos n\pi t dt. \quad (2.44)$$

Из (2.43) определяется $\sigma_{T', 0}^2$, которая на основании (2.44) записывается в форме

$$\sigma_{T', 0}^2 = \sigma_{\infty, 0}^2 \left(1 - \frac{2}{T'^2} \right) \int_0^{T'} (T' - \xi) R(\xi) d\xi. \quad (2.45)$$

Формула (2.45) была получена Огурой (1959). Она подобна соотношению Тейлора (2.41). Аналогичное выражение можно получить для $\sigma_{\tau', 0}^2$, если в формуле (2.45) заменить T' на τ' . Тогда (2.43) представляется как

$$\sigma_{T', \tau'}^2 = \sigma_{T', 0}^2 - \sigma_{\tau', 0}^2 + \sigma_{\tau', T'}^2. \quad (2.46)$$

Из физических соображений можно заключить, что член $\sigma_{T', \tau'}^2$ мал при $\tau' \ll T'$. Для реальных значений τ' и T' следует произвести его количественную оценку. Для этого (2.43) удобно разбить на слагаемые и затем вычислить интегралы, через которые они выражаются. Тогда $\sigma_{\tau', T'}^2$ представляется через корреляционную функцию $R(t)$.

Из сравнения формулы (2.46) с выражением (2.45) для $\sigma_{T', 0}^2$ следует, что

$$\sigma_{\tau', T'}^2 = \frac{\sigma_{\infty, 0}^2}{3\tau'^2 T'^2} \int_0^{\tau'} (\tau' - \xi)^3 [2R(\xi) - R(T' + \xi) - R(T' - \xi)] d\xi.$$

Если воспользоваться часто применяемой для $R(t)$ зависимостью

$$R(t) = e^{-\alpha |t|},$$

то интегралы в приведенных формулах легко вычисляются:

$$\begin{aligned}\sigma_{T', 0}^2 &= \sigma_{\infty, 0}^2 \psi(\alpha T'), \\ \sigma_{\tau', 0}^2 &= \sigma_{\infty, 0}^2 \psi(\alpha \tau'), \\ \sigma_{T', T'}^2 &= \sigma_{\infty, 0}^2 \left[\frac{2\tau'}{3\alpha T'^2} - \frac{2}{\alpha^2 \tau'^2} \psi(\alpha \tau') - \right. \\ &\quad \left. - \frac{2}{\alpha^2 T'^2} (1 - e^{-\alpha T'}) - \frac{8e^{-\alpha T'}}{\alpha^4 \tau'^2 T'^2} \operatorname{sh}^2 \frac{\alpha \tau'}{2} \right], \\ \psi(\alpha T) &= \frac{2}{\alpha^2 T^2} (1 - \alpha T - e^{-\alpha T}).\end{aligned}\quad (2.47)$$

Соотношения (2.47) позволяют установить, при каких значениях параметров $\alpha T'$ и $\alpha \tau'$ в (2.46) необходимо учитывать последнее слагаемое. Отношения дисперсий $\delta = \frac{\sigma_{T', T'}^2}{\sigma_{T', 0}^2}$, рассчитанные по (2.43) для различных аргументов $\alpha T'$ и $\alpha \tau'$, имеют следующие значения:

$\alpha T'$	120	12	1	1
$\alpha \tau'$	18	1,8	0,1	0,01
δ	25	7,9	7,7	2,4

В условиях неустойчивой стратификации, как показали исследования Ариель и др. (Генихович и Грачева, 1965), параметр α имеет порядок 10^{-3} с^{-1} . Таким образом, при $\tau' = 2,5$ мин и $T' = 20$ мин, т. е. при $\alpha \tau' = 0,15$ и $\alpha T' = 1,2$, вклад третьего слагаемого в (2.46) составляет около 8%. Поэтому практически с малой погрешностью можно записать

$$\sigma_{T', \tau'}^2 \approx \sigma_{\infty, 0}^2 [\psi(\alpha T') - \psi(\alpha \tau')].\quad (2.48)$$

Если зафиксировать внутренний интервал τ' , то, исключив из (2.48) $\sigma_{\infty, 0}^2$, можно связать значения дисперсии для двух внешних интервалов T'_1 и T'_2 :

$$\sigma_{T'_2, \tau'}^2 = \sigma_{T'_1, \tau'}^2 \frac{\psi(\alpha T'_2) - \psi(\alpha \tau')}{\psi(\alpha T'_1) - \psi(\alpha \tau')}. \quad (2.49)$$

По формуле (2.49) производились расчеты при $\tau' = 2,5$ мин для значений α , полученных из опытного материала, и при T' , равных 20—60 мин. Результаты расчета в основном совпадают с приведенными экспериментальными данными, в частности с рис. 2.7 а, б.

На рис. 2.7 в представлена зависимость σ_0 от внешнего интервала осреднения T' при внутреннем интервале $\tau' = 2,5$ мин для случаев неустойчивого и устойчивого состояния атмосферы. Из полученных данных следует, что с изменением периода осреднения от 20 до 40 мин значение σ_0 возрастает на 20% при неустойчивой стратификации и на 35% при устойчивой. Увеличение периода осреднения от 40 до 60 мин приводит к увеличению σ_0 в зависимости от устойчивости атмосферы соответственно на 15 и 25%.

Согласование экспериментальных и теоретических результатов позволяет распространять сделанные выводы на большие интервалы времени T' (до 2 часов, а иногда и более) и на различные метеорологические условия. На основании полученных данных о связи σ_0 (или φ_0) с T' и формул (2.26)—(2.29) для осредненной концентрации $\bar{q}$ непосредственно устанавливается и зависимость $\bar{q}$ от периода осреднения.

Здесь было использовано в основном значение внутреннего интервала осреднения, равное 2,5 мин. Однако часто в других работах используются меньшие его значения. Приводимые в них данные можно использовать, применяя формулы, связывающие значение σ при разных τ . Такая формула, так же как и (2.49), следует из (2.48) при фиксированном T' и разных τ' :

$$\sigma_{T', \tau'_2}^2 = \sigma_{T', \tau'_1}^2 \frac{\psi(\alpha \tau'_2) - \psi(\alpha \tau'_1)}{\psi(\alpha \tau'_1) - \psi(\alpha \tau'_2)}. \quad (2.50)$$

Обычно изменения σ^2 в зависимости от τ' при $\tau' < 2,5$ мин сравнительно невелики, что позволяет ограничиться приведенной выше оценкой роли внутреннего интервала времени τ' . Для концентраций q_1 и q_2 , осредненных за интервалы времени продолжительностью t_1 и t_2 , нередко используется эмпирическое соотношение

$$q_2/q_1 = (t_1/t_2)^{p_1}.$$

Тарнер (1969) на основании данных Стюарта и др. для интервалов времени в основном от 3 до 60 минут принимает $p_1 \approx 0,2$. Мид (1960) приводит значение $p_1 = 0,17$. В работе Гиффорда (1960) отмечается, что в действительности соотношение между концентрациями для разных интервалов времени осреднения может быть существенно больше, чем полученное по степенному закону при $p_1 \approx 0,2$. Согласно Хино (1968), $p_1 = 0,5$.

В пп. 9.1 и 9.6 будут приведены данные некоторых экспериментальных исследований зависимости концентрации от времени отбора проб. По этим данным, p_1 изменяется от 0,2 до 0,4. Следует иметь в виду, что отношение q_2/q_1 не является функцией

только величины t_1/t_2 , но зависит также и от других рассмотренных параметров. Степенное соотношение для него можно использовать только в сравнительно узком интервале времени, определяемом указанным в п. 2.5 провалом в вандерховенском спектре. Применение данного соотношения уже при 24-часовом осреднении требует, чтобы в течение суток колебания направления ветра проходили в сравнительно небольшом угле, возможно меньше одного румба, а это наблюдается весьма редко.

2.8. Среднегодовое осреднение. В работе Берлянда и Оникула (1968) исследуются также длительные периоды времени T_* , когда вероятность направления ветра $\Omega(\beta)$ под углом β (отсчитываемом от направления север—юг по часовой стрелке) определяется вихрями большого масштаба и характеризуется обычно розой ветров. За период T_* концентрация q в стационарном пункте наблюдения определяется соотношением

$$\bar{q} = \int_{-\pi}^{\pi} \tilde{q} \Omega(\beta) d\beta, \quad (2.51)$$

где $\tilde{q}$ представляет собой концентрацию, рассчитанную по (2.26)—(2.29) и осредненную для различных направлений ветра по значениям скорости ветра u и коэффициента обмена k_1 . Значение $\tilde{q}$ отлично от нуля в сравнительно небольшом угловом секторе, внутри которого можно принять $\Omega(\beta) = \Omega_\beta = \text{const}$. Тогда

$$\bar{q} = \sqrt{2\pi} \varphi_0 \Omega_\beta \tilde{q} \Big|_{y=0}, \quad (2.52)$$

где под φ_0 понимается среднее значение этого параметра для данного направления ветра.

Если P — повторяемость ветров данного румба (в долях единицы) при общем числе румбов n , а $P_0 = \frac{1}{n}$ — повторяемость ветра одного румба при круговой розе ветров, то $\Omega_\beta = \frac{P}{P_0}$.

Для приближенных оценок можно допустить, что $\tilde{q} = \bar{q}$. Тогда в случае круговой розы, когда $\frac{P}{P_0} = 1$, получим

$$\bar{q} = \frac{\varphi_0}{\sqrt{2\pi}} \bar{q}$$

или при $\varphi_0 = 0,1$ $\frac{\bar{q}}{\bar{q}} \approx \frac{1}{25}$. Если учесть, что опасные скорости

ветра и интенсивный турбулентный обмен не наблюдаются в течение всего периода, то следует провести осреднение по возможным значениям скорости ветра и коэффициента обмена. Это означает, что $\tilde{q}$ всегда меньше $\bar{q}$, а следовательно, $\frac{\bar{q}}{\bar{q}}$ меньше $\frac{1}{25}$,

что согласуется с опытными данными Чемберлена (1953) и ряда других авторов, согласно которым $\frac{\bar{q}}{\bar{q}} \approx \frac{1}{40}$.

3

РАСЧЕТ РАССЕИВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРЕ

3.1. Различные подходы к оценке начального подъема выбросов. Выбросы, поступающие из дымовых и вентиляционных труб и отверстий, всегда обладают начальной скоростью и часто перегреты относительно окружающего воздуха. Предпринималось много попыток схематизации исследуемого процесса. В основном она была связана с тем, что иногда наблюдается заметный подъем дымового факела непосредственно над трубой. При слабом ветре отчетливо видно, что дым сначала распространяется почти вертикально вверх и только на некотором уровне, где усиливается ветер, начинает преобладать горизонтальный перенос. Создается впечатление, что источник примеси как будто приподнят над трубой. Поэтому предлагалось учитывать начальный подъем примеси ΔH и рассматривать вместо реального источника на высоте H некоторый условный источник, расположенный на более высоком уровне ($H_e = H + \Delta H$), обычно называемом эффективной высотой. Задача, таким образом, сводится к определению ΔH в зависимости от скорости ветра, перегрева примеси и других факторов.

Простейшие оценки ΔH основаны на использовании некоторых результатов теории распространения струи в неподвижной среде и нахождении эмпирических связей ΔH с указанными факторами. Полагается, что начальный участок факела над трубой можно рассматривать как распространяющуюся вверх струю, в которой постепенно с высотой за счет расширения струи затухает скорость движения w . Величина ΔH находится как уровень z (отсчитанный от источника вверх), на котором значение вертикальной скорости w мало по сравнению со скоростью ветра u и перенос примеси примерно горизонтальный, т. е. $w(z) \approx \epsilon u$ ($\epsilon \ll 1$). Полагая в этом соотношении $z = \Delta H$, можно найти зависимость ΔH от u .

Для условий, когда отсутствуют различия в температурах между струей и окружающей средой, еще из первых работ по теории струи Толмиена, а также Абрамовича (1960) следовало, что $w \sim w_0 z^{-1}$, где w_0 — начальная скорость подъема. В данном случае $\Delta H \sim \frac{w_0}{\epsilon u}$. Такая формула без специального обоснования была использована Андреевым (1952):

$$\Delta H = 3,8 \frac{R_0 w_0}{u}, \quad (3.1)$$

где R_0 — радиус трубы.

В «Метеорологии и атомной энергии» (1971) приводятся экспериментальные данные Раппа и др. о подъеме струи аммония хлорида в аэродинамической трубе, на основании которых выведена формула, аналогичная (3.1),

$$\Delta H = 3,0 \frac{R_0 w_0}{u}.$$

Очевидным недостатком этих формул является то, что они не учитывают возможный перегрев примеси.

Чисто тепловой подъем примеси от точечного источника без учета действия динамических факторов исследовался Я. Г. Зельдовичем, В. Шмидтом и рядом других авторов. Было получено, что w убывает обратно пропорционально $z^{1/2}$. Отсюда можно заключить, что ΔH уменьшается обратно пропорционально u^3 .

Сеттон (1958) предположил, что ось нагретой струи в сносящем потоке совпадает с траекторией частицы, составляющие скорости которой w по вертикали и u горизонтали. Он принял далее, что z можно заменить на расстояние s_1 по оси струи от источника до этой высоты. Тогда из результатов Шмидта следует $w = w_1 s_1^{-1/2}$, где w_1 — некоторая постоянная. За начальный подъем ΔH принималась высота z , где угол наклона к горизонту равен 10° .

Для определения эффективной высоты широко используются фотографии дымового факела в естественных и лабораторных условиях. Одна из первых формул была получена Холландом в результате обработки снимков факела от трех труб ядерного реактора в Оак-Ридже (США). Он дополнил указанное выше соотношение типа Раппа и др. членом, учитывающим тепловую мощность источника Q_T , и получил, что

$$\Delta H = 3,0 \frac{R_0 w_0}{u} + 4 \cdot 10^{-5} \frac{Q_T}{u},$$

где ΔH и R_0 в метрах, Q_T в кал/с, u и w_0 в м/с. Из материалов Указаний ОНИ (1963) следует, что для согласования формулы

Холланда с результатами наблюдений нужно умножить ΔH на коэффициенты, изменяющиеся от 0,4 до 2,1.

Бозанке и др. (1950) одни из первых получили экспериментальные данные о подъеме дымовых факелов примерно на расстоянии 250 м от труб. Впоследствии Бозанке с соавторами развили довольно громоздкую полуэмпирическую схему определения ΔH . Опытная проверка этой схемы показала, что она пригодна только для малых расстояний от источника, а для достаточно больших расстояний дает сильно заниженные значения.

Оригинальные опыты по определению начального подъема были проведены в районе двух небольших английских электростанций. Вместе с выбросами из труб, высота которых составляла 80 и 130 м, выпускались уравновешенные шары, наполненные водородом. Наблюдения за ними велись с помощью дальнометров до расстояний примерно 1—2 км. В результате обработки полученных данных Лукас и др. (1963) получили эмпирическую формулу

$$\Delta H = \alpha_1 \frac{Q_T^{1/4}}{u}. \quad (3.2)$$

Коэффициент α_1 для одной станции оказался равным 600, а для другой 760 ($\text{м}^2 \cdot \text{МВт}^{-1/4}$)/с, если Q_T в МВт. Эта формула проверялась рядом авторов, которые получили разные значения α_1 . В частности, Раух (1962) получил $\alpha_1 = 250$, Хамилтон и Мур (1973) $\alpha_1 = 540$. Лукас (1967) предложил для определения α_1 эмпирическую формулу

$$\alpha_1 = 475 + k(H - 100),$$

где k принимает значения от $2/3$ до 2 при изменении высоты трубы H от 50 до 150 м. Хэмфрис (1973) по материалам теодолитных наблюдений за дымовым факелом от труб тепловых электростанций высотой 125 и 150 м до расстояний 2,5 км получил, что

$$\alpha_1 = 500 + 2(H - 100).$$

Обширный материал наблюдений за дымовым факелом в Швеции представлен в работе Брингфелта (1968). В 70 сериях наблюдений продолжительностью от $1/2$ до 1 часа фотографировались факелы более чем от 30 дымовых труб, а также фиксировалось распределение температуры и скорости ветра с высотой. Эти данные широко использовались различными авторами для проверки предложенных формул.

Обзор ряда других исследований по определению начального подъема содержится в книгах Бригса (1969) и Ченади (1973).

Существенный шаг в построении теории распространения струи в неподвижной атмосфере сделан Пристли и Боллом

(1956). Для описания поля скорости и температуры в осесимметричной струе при ряде предположений ими было получено решение системы уравнений движения, неразрывности, притока тепла и энергии. Согласно этому решению, на оси струи скорость движения w_m и температура перегрева ϑ_m выражаются формулами:

$$w_m = \left(\frac{A_1}{z} + \frac{B_1}{z^3} \right)^{1/2},$$

$$\vartheta_m = \frac{C_1}{z^2} \left(\frac{A_1}{z} + \frac{B_1}{z^3} \right)^{-1/2}, \quad (3.3)$$

где A_1 , B_1 и C_1 — некоторые постоянные, определяемые из физических свойств струи.

В приближенном соответствии с экспериментальными данными Рауза и др. они полагали, что на расстоянии r от оси струи вертикальная скорость w и перегрев ϑ выражаются с помощью соотношений:

$$w = w_m f(\eta), \quad \vartheta = \vartheta_m f(\eta), \quad (3.4)$$

где

$$f(\eta) = e^{-\frac{\eta^2}{2}}, \quad \eta = \frac{r}{R}, \quad (3.5)$$

R — эффективный радиус струи.

Если принять, что струя выходит из трубы радиусом R_0 и у устья трубы начальная скорость уноса w_0 , а начальный перегрев ΔT , то можно получить (Берлянд и др., 1964), что

$$w_m^3 = \frac{w_0^3 R_0^3}{C_1^3 z^3} + 3g \frac{Q_T}{2\pi C_1^2 T_a} \left(\frac{1}{z} + \frac{R_0^3}{C_1^3 z^3} \right), \quad (3.6)$$

где $Q_T = \pi R_0^2 w_0 \Delta T$, T_a — температура воздуха в кельвинах.

В результате обработки наблюдений за дымовым факелом Пристли нашел, что $C_1 \approx 1$ и несколько изменяется со скоростью ветра. Из (3.6) следует, что для сравнительно холодной струи $w_m \sim z^{-1}$, а для значительно нагретой струи $w_m \sim z^{-1/2}$. При увеличении z до больших значений вертикальная скорость w сначала быстро убывает, а затем изменяется сравнительно медленно. Это является следствием сделанного при выводе предположения, согласно которому в вертикальной струе газа от источника количество тепла сохраняется постоянным с высотой. Такое предположение практически справедливо только для достаточно малых высот, где w существенно больше скорости ветра u . С увеличением высоты влияние горизонтального сноса струи и атмосферной турбулентности возрастает, что приводит к уменьшению количества тепла, переносимого в струе, и ускоренному

убыванию w . В связи с этим Пристли ввел в рассмотрение две стадии развития струи, приняв, что на первой стадии справедливо выражение (3.3), а на второй — соотношение, которое приводит к экспоненциальному убыванию w с высотой z и конечному подъему струи. Однако при таком предположении и условии сохранения импульса следует, в противоречии с данными наблюдений, что и радиус струи растет экспоненциально с высотой.

Работы Пристли в дальнейшем развивались Шмидтом (1965) и рядом других авторов.

Мортон (1959) для описания изменения массы струи с учетом ее плавучести использует несколько иные уравнения, чем Пристли. Он принимает, что

$$\frac{d}{dz} (\pi R^2 w_m) = 2\pi \alpha R w_m,$$

$$\frac{d}{dz} (\pi R^2 w_m \Delta \rho) = 2\pi R w \Delta \rho,$$

где $\Delta \rho$ — разность плотностей воздуха в струе и окружающем воздухе, α — эмпирическая постоянная. При этом полагается, так же как у Пристли, что $R = cz$, где c — некоторая константа.

Фокс (1970), исследуя струю при неустойчивой стратификации и полагая, что изменения основных параметров струи автомодельны, получил, что c не является постоянной и выражается соотношением

$$c = \alpha_1 + \alpha_2 Fr^{-2},$$

где α_1 и α_2 — постоянные а $Fr = \frac{w_0^2}{gR_0 \sqrt{\frac{\Delta T}{T_a}}}$ — число Фруда.

Ченади (1961) из соображений размерности ввел величину $F_T = \frac{g}{T_a} w_0 R_0^2 \Delta T$, характеризующую влияние начальной скорости w_0 и перегрева ΔT , а также масштаб длины $l_T = \frac{F_T}{u^3}$. На основании обработки опытных данных он получил, что $\Delta H = 250 \frac{F_T}{u^3}$, а для высоты дымового факела z на расстоянии x соотношение $\frac{z}{l_T} = \left(\frac{x}{l_T}\right)^{2/3}$, которое определяется как «закон $2/3$ ».

В книге Абрамовича (1960) отмечается, что струя в сносном потоке может приобретать в поперечном сечении подковообразную форму, на краях подковы в некоторых случаях образуются два вихря (т. е. происходит бифуркация струи).

Для построения модели струи в сносном потоке Эпштейн (1965) использовал схему, предложенную М. С. Вольнским и Г. Н. Абрамовичем, в которой обтекание струи потоком уподобляется обтеканию твердого тела той же формы. В работе Качурина и др. (1966) для описания переноса элемента струи в сносном потоке было использовано уравнение движения твердого тела переменной массы. При этом исследовались изменения скорости движения на оси струи в зависимости только от высоты в пренебрежении распределением скорости движения и температуры в горизонтальном направлении.

В работах Бригса (1969) и в «Метеорологии и атомной энергии» (1971) для определения ΔH из соображений размерностей исследуются две стадии развития струи в зависимости от расстояния до источника x . На первой из них, относящейся к малым x , полагается, что расширение струи обусловлено в основном скоростью ветра и мощностью теплового источника. На второй стадии поведение струи определяется условиями турбулентного обмена в атмосфере. Изменение радиуса струи с высотой описывается соотношением с двумя эмпирическими постоянными, из которого следует, что на бесконечности подъем струи ограничен. Последняя величина, по существу, принимается за ΔH , формула для которой имеет вид

$$\Delta H = 3R_0 \frac{w_0}{u} + 400 \frac{F_T}{u^3}.$$

Эта формула получена, по существу, суммированием приведенных формул Раппа и Ченади с несколько измененным значением коэффициента в последней. Следует заметить, что коэффициент 400 в ней, как и коэффициент 250 в формуле Ченади, весьма завышен и не соответствует приведенным ниже опытным данным.

Для первой стадии Бригс определяет зависимость подъема струи $\Delta H'$ от расстояния x и находит, что

$$\Delta H' = 2F_T^{1/3} x^{2/3}. \quad (3.7)$$

Мартини (1970) нашел, что в случае отсутствия начального импульса при степенном законе для скорости ветра u (см. (1.52)) высота оси струи $z \sim x^{\frac{2}{3(1+n)}}$. Возрастание u с z , следовательно, замедляет подъем струи.

Выражение (3.7) Бригс использует и для оценки начального подъема ΔH , положив без достаточного обоснования $\Delta H = \Delta H' |_{x=10H}$, где H — высота источника. Бригс также приводит формулы для определения высоты подъема факела ΔH в случае

инверсии температуры, согласно которым при наличии ветра

$$\Delta H = 2,6 \left(\frac{F_T}{u^3} \right)^{1/3},$$

а при штиле

$$\Delta H = 5,1 F_T^{1/4} \left(\frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \right)^{-3/4}.$$

3.2. Зависимость начального подъема от действующих факторов. В работе Берлянда (1966а) проведено некоторое обобщение результатов Пристли и Болла на случай реальной атмосферы, связанное главным образом с учетом влияния турбулентного обмена. При этом используются преобразованные с учетом уравнения неразрывности уравнения движения и притока тепла:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial r} (ruw) + \frac{\partial}{\partial z} (rw^2) &= \frac{\partial}{\partial r} rk \frac{\partial w}{\partial r} + rg \frac{\partial}{\partial r}, \\ \frac{\partial}{\partial r} (ru\theta) + \frac{\partial}{\partial z} [rw(\theta + T_a)] &= \frac{\partial}{\partial r} rk \frac{\partial \theta}{\partial r}, \end{aligned} \quad (3.8)$$

а также уравнение энергии, получаемое непосредственно из уравнения движения путем умножения его на w ,

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{ruw^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{rw^3}{2} \right) = w \frac{\partial}{\partial r} rk \frac{\partial w}{\partial r} + rgw \frac{\partial}{\partial r}. \quad (3.9)$$

Здесь u и w — радиальная и вертикальная составляющие скорости движения, θ — отклонение температуры в струе от температуры окружающей атмосферы T_a , r — радиальная координата, k — коэффициент турбулентного обмена.

Согласно граничным условиям, на оси струи ($r=0$) равны нулю u , $\frac{\partial w}{\partial r}$ и $\frac{\partial \theta}{\partial r}$, а на большом расстоянии от оси ($r \rightarrow \infty$) обращаются в нуль w и θ . На выходе из трубы ($z=0$) величины w и θ принимают заданные значения w_0 и ΔT , используются также соотношения (3.4) и (3.5).

Интегрируя (3.8) и (3.9) по r от 0 до ∞ , получим систему обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{d}{dz} w_m^2 R^2 = \frac{2g}{T_a} \theta_m R^2, \quad (3.10)$$

$$\frac{d}{dz} w_m \theta_m R^2 = 2w_m R^2 \frac{dT_a}{dz}, \quad (3.11)$$

$$\frac{d}{dz} w_m^3 R^2 = \frac{3g}{T_a} w_m \theta_m R^2 - 3kw_m^2. \quad (3.12)$$

Из (3.10) и (3.11) следует, что

$$\frac{d}{dz} (w_m \theta_m R^2)^2 + \frac{T_a}{g} \frac{dT_a}{dz} \frac{d}{dz} (w_m R)^4 = 0 \quad (3.13)$$

или при постоянном значении $\frac{dT_a}{dz}$

$$(w_m \theta_m R^2)^2 + \frac{T_a}{g} \frac{dT_a}{dz} (w_m R)^4 = A_1^2, \quad (3.14)$$

где A_1 — постоянная интегрирования.

Определив из (3.14) θ_m и подставив в (3.13), получим

$$\frac{d}{dz} (w_m R)^2 = \frac{2gA_1}{T_a w_m} (1 + B_1 w_m^4 R^4)^{1/2}, \quad (3.15)$$

где $B_1 = \frac{T_a}{gA_1^2} \frac{dT_a}{dz}$.

Из (3.10) — (3.12) следует

$$\frac{dR^2}{dz} = \frac{6k}{w_m}. \quad (3.16)$$

Из (3.15) и (3.16) получим

$$\frac{d}{dR^2} (w_m R)^2 = \frac{gA_1}{3kT_a} (1 - B_1 w_m^4 R^4)^{1/2}. \quad (3.17)$$

Заменим переменные, положив

$$s = w_m R B_1^{1/4}, \quad (3.18)$$

и проинтегрируем (3.17), тогда

$$\int_0^s \frac{ds^2}{\sqrt{1-s^2}} = f_1 R^2 + E_1, \quad (3.19)$$

где $f_1 = \frac{gA_1 \sqrt{B_1}}{3kT_a}$, E_1 — постоянная интегрирования.

При интегрировании в (3.19) следует отличать два случая в зависимости от знака температурного градиента $\frac{dT_a}{dz}$. Для

случая положительного градиента $\frac{dT_a}{dz}$ ($B_1 > 0$), т. е. при инверсионной стратификации, когда температура растет с высотой, произведем замену переменных $s^2 = \sin \varphi$. Тогда получим, что

интеграл в левой части (3.19) равен φ . Следовательно, при $\frac{dT_a}{dz} > 0$ в соответствии с (3.18) и (3.19) получим

$$w_m = \frac{1}{RB_1^{1/4}} \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1). \quad (3.20)$$

Из (3.14) и (3.20) следует выражение для φ_m

$$\varphi_m = \frac{A_1 B_1^{1/4} \cos(f_1 R^2 + E_1)}{R \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1)}. \quad (3.21)$$

Остановимся теперь на вопросе о коэффициенте обмена k . В тех случаях, когда струя возникает в ламинарной среде, при определенных условиях она становится турбулентной. Для этих условий k является коэффициентом турбулентности в струе, причем k должно возрастать с удалением от источника или с увеличением радиуса струи, поскольку в обмен включаются вихри большого размера, а также с увеличением скорости движения в струе.

При распространении струи в турбулентной среде указанные представления о коэффициенте k являются недостаточными. Очевидно, турбулентность в струе и турбулентность в окружающей среде должны существенно взаимодействовать между собой. При достаточно интенсивном турбулентном перемешивании в среде это взаимодействие будет практически определять обмен и в струе, исключая область, весьма близкую к началу струи. Под k в данном случае можно понимать коэффициент турбулентного обмена в атмосфере.

В результате подстановки (3.20) в (3.16) и интегрирования полученного соотношения находится

$$\int_{R_0}^R \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1) \frac{dR^2}{R} = 3B_1^{1/4} \int_0^z k dz. \quad (3.22)$$

Соотношения (3.20) и (3.22) определяют зависимость w_m от z . Аналогичные выражения получим для случая $\frac{dT_a}{dz} < 0$, используя замену переменных $s^2 = \sinh \varphi$:

$$w_m = \frac{1}{RB_1^{1/4}} \sinh^{1/2}(f_1 R^2 + E_1),$$

$$\int_{R_0}^R \sinh^{1/2}(f_1 R^2 + E_1) = 3B_1^{1/4} \int_0^z k dz. \quad (3.23)$$

Остановимся на некоторых частных случаях. Сначала рассмотрим равновесные условия ($\frac{dT_a}{dz} = 0$). Здесь удобнее ис-

пользовать промежуточные формулы (3.14) и (3.17), из которых следует

$$w_m \varphi_m R^2 = A_0 \text{ и } \frac{d}{dR^2} (w_m R)^2 = \frac{g A_0}{3k T_a}. \quad (3.24)$$

Отсюда

$$R^2 = \frac{M_1}{w_m^2 - D_1}, \quad (3.25)$$

где $D_1 = \frac{g A_0}{3k T_a}$ и M_1 — постоянная интегрирования.

Подставив (3.25) в (3.24) и проинтегрировав полученное уравнение, найдем выражение, связывающее w_m с высотой z . Значения постоянных интегрирования, а также A_0 находятся по начальным данным, так что $A_0 = w_0 \Delta T R_0^2$, $M_1 = R_0^2 (w_0^2 - D_1)$. Тогда расчетная формула для определения w_m приобретает вид:

$$\frac{w_m}{w_m^2 - D_1} - \frac{w_0}{w_0^2 - D_1} - \frac{1}{2\sqrt{2}} \ln \left(\frac{w_m - \sqrt{D_1}}{w_m + \sqrt{D_1}} \frac{w_0 + \sqrt{D_1}}{w_0 - \sqrt{D_1}} \right) =$$

$$= \frac{6 \int_0^z k dz}{R_0^2 (w_0^2 - D_1)}. \quad (3.26)$$

До сих пор величина k рассматривалась как коэффициент обмена в атмосфере за исключением небольшого начального участка малой струи, где k может зависеть от параметров струи. Для этого участка допустимо в качестве простейшего предположения принять, что k возрастает пропорционально скорости движения w_m и радиусу струи R , характеризующему масштаб длины

$$k = \frac{1}{3} c_1 R w_m. \quad (3.27)$$

Здесь c_1 — коэффициент пропорциональности, причем коэффициент $1/3$ введен для удобства. Из (3.16) и (3.27) непосредственно следует, что

$$R = c_1 z + R_0. \quad (3.28)$$

Если ввести систему координат так, что $R_0 = 0$, то в этом случае (3.28) и формулы для определения w_m и φ_m практически совпадают с результатами работы Пристли и Болла (1956). Правда, в этой работе непосредственно k не вводится, а делается предположение, эквивалентное выбору зависимости коэффициента обмена в форме (3.27), из которой следует неограниченный рост k с высотой z .

интеграл в левой части (3.19) равен ф. Следовательно, при $\frac{dT_a}{dz} > 0$ в соответствии с (3.18) и (3.19) получим

$$w_m = \frac{1}{RB_1^{1/4}} \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1). \quad (3.20)$$

Из (3.14) и (3.20) следует выражение для ϕ_m

$$\phi_m = \frac{A_1 B_1^{1/4} \cos(f_1 R^2 + E_1)}{R \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1)}. \quad (3.21)$$

Остановимся теперь на вопросе о коэффициенте обмена k . В тех случаях, когда струя возникает в ламинарной среде, при определенных условиях она становится турбулентной. Для этих условий k является коэффициентом турбулентности в струе, причем k должно возрастать с удалением от источника или с увеличением радиуса струи, поскольку в обмен включаются вихри большого размера, а также с увеличением скорости движения в струе.

При распространении струи в турбулентной среде указанные представления о коэффициенте k являются недостаточными. Очевидно, турбулентность в струе и турбулентность в окружающей среде должны существенно взаимодействовать между собой. При достаточно интенсивном турбулентном перемешивании в среде это взаимодействие будет практически определять обмен и в струе, исключая область, весьма близкую к началу струи. Под k в данном случае можно понимать коэффициент турбулентного обмена в атмосфере.

В результате подстановки (3.20) в (3.16) и интегрирования полученного соотношения находится

$$\int_{R_0}^R \sin^{1/2}(f_1 R^2 + E_1) \frac{dR^2}{R} = 3B_1^{1/4} \int_0^z k dz. \quad (3.22)$$

Соотношения (3.20) и (3.22) определяют зависимость w_m от z . Аналогичные выражения получим для случая $\frac{dT_a}{dz} < 0$, используя замену переменных $s^2 = \sinh \varphi$:

$$w_m = \frac{1}{RB_1^{1/4}} \sinh^{1/2}(f_1 R^2 + E_1),$$

$$\int_{R_0}^R \sinh^{1/2}(f_1 R^2 + E_1) = 3B_1^{1/4} \int_0^z k dz. \quad (3.23)$$

Остановимся на некоторых частных случаях. Сначала рассмотрим равновесные условия ($\frac{dT_a}{dz} = 0$). Здесь удобнее ис-

пользовать промежуточные формулы (3.14) и (3.17), из которых следует

$$w_m \phi_m R^2 = A_0 \text{ и } \frac{d}{dR^2} (w_m R)^2 = \frac{gA_0}{3kT_a}. \quad (3.24)$$

Отсюда

$$R^2 = \frac{M_1}{w_m^2 - D_1}, \quad (3.25)$$

где $D_1 = \frac{gA_0}{3kT_a}$ и M_1 — постоянная интегрирования.

Подставив (3.25) в (3.24) и проинтегрировав полученное уравнение, найдем выражение, связывающее w_m с высотой z . Значения постоянных интегрирования, а также A_0 находятся по начальным данным, так что $A_0 = w_0 \Delta T R_0^2$, $M_1 = R_0^2 (w_0^2 - D_1)$.

Тогда расчетная формула для определения w_m приобретает вид:

$$\frac{w_m}{w_m^2 - D_1} - \frac{w_0}{w_0^2 - D_1} - \frac{1}{2\sqrt{2}} \ln \left(\frac{w_m - \sqrt{D_1}}{w_m + \sqrt{D_1}} \frac{w_0 + \sqrt{D_1}}{w_0 - \sqrt{D_1}} \right) =$$

$$= \frac{6 \int_0^z k dz}{R_0^2 (w_0^2 - D_1)}. \quad (3.26)$$

До сих пор величина k рассматривалась как коэффициент обмена в атмосфере за исключением небольшого начального участка малой струи, где k может зависеть от параметров струи. Для этого участка допустимо в качестве простейшего предположения принять, что k возрастает пропорционально скорости движения w_m и радиусу струи R , характеризующему масштаб длины

$$k = \frac{1}{3} c_1 R w_m. \quad (3.27)$$

Здесь c_1 — коэффициент пропорциональности, причем коэффициент $1/3$ введен для удобства. Из (3.16) и (3.27) непосредственно следует, что

$$R = c_1 z + R_0. \quad (3.28)$$

Если ввести систему координат так, что $R_0 = 0$, то в этом случае (3.28) и формулы для определения w_m и ϕ_m практически совпадают с результатами работы Пристли и Болла (1956). Правда, в этой работе непосредственно k не вводится, а делается предположение, эквивалентное выбору зависимости коэффициента обмена в форме (3.27), из которой следует неограниченный рост k с высотой z .

Интересно сопоставить формулы для расчета w_m в случаях постоянного и неограниченно возрастающего k . Нетрудно получить, что согласно (3.26) в первом случае (k постоянное) при $z \rightarrow \infty$ вертикальная скорость w_m убывает до некоторой постоянной величины. Во втором случае ($k \rightarrow \infty$), при $z \rightarrow \infty$ скорость $w_m \rightarrow 0$ (на больших высотах $w_m \sim z^{-1/2}$). Из оценки членов уравнения энергии (3.12) с учетом того, что в данном случае остается постоянной величина A_0 , пропорциональная потоку тепла от источника, можно заключить о сохранении постоянным значения kw_m^2 при $z \rightarrow \infty$. Следовательно, при $z \rightarrow \infty$ в случае постоянного k остается постоянной w_m , а в случае $k \rightarrow \infty$ значение $w_m \rightarrow 0$. Очевидно, что обе схемы в области больших z не соответствуют реальным условиям и в этой области они не применимы. Для малых z обе схемы при соответствующем выборе параметров дают близкие результаты.

Целесообразно остановиться еще на одном частном случае — распространения в стратифицированной атмосфере струи, начальная температура которой совпадает с температурой окружающей среды. Для условий равновесного состояния атмосферы ($\frac{dT_a}{dz} = 0$) решение задачи весьма упрощается и при сделанных предположениях о функции $f(\eta)$ в форме (3.5) получим как частный случай из (3.24) при $A_0 = 0$:

$$w_m R = \sqrt{M_1} \quad \text{и} \quad \sqrt{M_1} = w R_0, \quad (3.29)$$

а из (3.16) при (3.29) получим

$$R = \frac{3k}{w_0 R_0} z + R_0 \quad (3.30)$$

и, следовательно,

$$w_m = \frac{w_0}{1 + \frac{3k}{w_0 R_0^2} z}. \quad (3.31)$$

Переходя снова к определению начального подъема, следует вернуться к вопросу о двух стадиях развития струи, которые рассматриваются в упомянутых работах Пристли и ряда других авторов. Представляется, что при приближенном определении начального подъема нет особой необходимости в разделении этих стадий.

Действительно, из анализа полученных результатов следует, что на второй стадии происходит быстрое убывание w с z и соответствующее увеличение подъема ΔH сравнительно невелико.

Кроме того, при введении в рассмотрение новой стадии появляется необходимость в дополнительных эмпирических парамет-

рах (являющихся, по существу, подгоночными), что уменьшает возможности обобщения полученных формул. Целесообразно поэтому воспользоваться только соотношением типа (3.6) для первой стадии, подобрав по опытным данным соответствующие значения $\frac{w}{u}$, которые примерно будут относиться к тем уровням $z \approx \Delta H$, выше которых происходит быстрое убывание w с высотой z .

Учитывая, что по данным Пристли $c_1 \approx 1$, практически необходимо определить только одну эмпирическую постоянную. С этой целью в работе Берлянда и др. (1964а) были использованы результаты фотографирования факела из дымовых труб Щекинской ГЭС, полученные в экспедиции ГГО в 1961 г., которые будут изложены в п. 10.1. Сопоставление данных наблюдений и расчетов (с учетом перехода к предельным случаям холодных выбросов, когда $w \sim u^{-1}$, и сильно нагретых, когда $w \sim \Delta T u^{-3}$) позволило получить формулу для определения начального подъема, подтвержденную затем на большом опытным материале.

3.3. Общий метод учета подъема в процессе диффузии примеси. Следует указать, что рассмотренные выше результаты теоретического, полуэмпирического и эмпирического плана, являются недостаточными для строгого определения начального подъема ΔH . Это связано с некоторыми принципиальными трудностями выбора критериев для установления ΔH .

Обратимся, как это было сделано выше, к формулам для убывания вертикальной скорости с высотой. Если принять, что начальный подъем ΔH совпадает с уровнем, где w мало по сравнению со скоростью газов у источника w_0 , или определить ΔH из некоторого соотношения между w и скоростью ветра u , то в обоих случаях выбор предельного значения, соответствующего малой величине w/w_0 или w/u , является условным. Столь же условны предложения Бригса (1970) принять ΔH на расстоянии $10H$ или Бозанке и др. (1950) приравнять ΔH высоте, на которую поднимается струя за 200 секунд.

В случае, когда используют визуальные наблюдения за дымовым факелом и эффективную высоту определяют как высоту, где ось факела приобретает горизонтальное положение, сохраняется неопределенность в выборе степени горизонтальности факела. Не всегда имеются и достаточно точные определения самого понятия эффективной высоты. Например, в некоторых работах за такую высоту принимается наибольший подъем факела, в других — подъем в точке, где концентрация достигает максимального значения, и т. п.

Кроме того, не всегда обоснована замена реальной картины подъема примеси некоторым условным увеличением высоты

точечного источника непосредственно над трубой. Из наблюдений следует, что нередко до больших расстояний происходит постепенный подъем дымового факела. Поэтому указанная замена может привести к искажению поля концентрации примеси, особенно на сравнительно близких удалениях от источника. В данной связи следует принимать во внимание, что вокруг источника выброса создается поле вертикальных скоростей, затухающих с удалением от него и способствующих подъему примеси вверх. Это поле скоростей определяется на основе решения системы уравнений движения и притока тепла, описывающих распространение струи в сносящем потоке (Берлянд и др. 1965а, Берлянд, 1972а, в):

$$u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial w}{\partial z} + k_y \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \alpha \vartheta, \quad (3.32)$$

$$u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + w \frac{\partial (\vartheta + T_a)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + k_y \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial y^2}. \quad (3.33)$$

Здесь, как и выше, ϑ — отклонение температуры от температуры T_a , $\alpha = \frac{g}{T_a}$.

В качестве граничных условий используется наличие источника газовых выбросов с некоторой начальной скоростью и относительным перегревом, а также обращение w и ϑ в нуль на подстилающей поверхности и на бесконечном удалении от источника. Предложенная нами постановка задачи состоит в совместном решении (3.32) и (3.33) и соответствующего уравнения турбулентной диффузии примеси (1.2). Из (3.32) и (3.33) в результате численного интегрирования с помощью ЭВМ определяется поле вертикальных скоростей w , после чего их значения подставляются в уравнение для определения концентраций примеси. Такая подстановка принципиально отличается от тех, в которых вводится, как указывалось, неопределенная величина — эффективная высота источника.

Для упрощения решения задачи данная система уравнений преобразуется с учетом уравнения неразрывности, после чего производится интегрирование этих уравнений по y от $-\infty$ до $+\infty$ в целях исключения этой переменной. При этом полагается, что w , ϑ и q можно представить в виде произведения двух функций, аргументами одной из которых являются x , z , а другой — x , y . В частности,

$$q = \bar{q}(x, z) f(x, y),$$

где в соответствии с (2.29) $f(x, y) = \frac{1}{\sqrt{\pi} \beta(x)} e^{-y^2/\beta(x)}$ и $\beta(x) =$

$= 4k_0 x + 2\varphi_0^2 x^2$. Для w и ϑ принимаются аналогичные выражения, в которые вместо $\bar{q}(x, z)$ входят соответственно $\bar{w}(x, z)$ и $\bar{\vartheta}(x, z)$. Тогда исходная система уравнений преобразуется к виду:

$$\frac{\partial}{\partial x} (u \bar{w}) + \frac{1}{\sqrt{2\pi} \beta(x)} \frac{\partial \bar{w}^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \alpha \bar{\vartheta}, \quad (3.34)$$

$$\frac{\partial u \bar{\vartheta}}{\partial x} + \frac{1}{\sqrt{2\pi} \beta(x)} \frac{\partial \bar{\vartheta} \bar{w}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \bar{\vartheta}}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T_a}{\partial z}, \quad (3.35)$$

$$\frac{\partial u \bar{q}}{\partial x} + \frac{1}{\sqrt{2\pi} \beta(x)} \frac{\partial \bar{w} \bar{q}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}. \quad (3.36)$$

Аналогично преобразуются граничные условия.

Систему уравнений (3.34) — (3.36) при постоянном u можно еще несколько упростить и свести первые два уравнения для $\bar{w}$ и $\bar{\vartheta}$ к одному уравнению для $\bar{w}$, в связи с чем следует положить $\bar{\vartheta} = c(x) \bar{w}$. При этом $c(x)$ должно удовлетворять уравнению

$$u \frac{dc}{dx} = \frac{dT_a}{dz} - \alpha c^2.$$

В случае адиабатического распределения температуры ($\frac{dT_a}{dz} = 0$) $c(x)$ имеет простой вид

$$c(x) = \frac{1}{c_0 + \frac{\alpha x}{u}},$$

где c_0 — постоянная интегрирования.

Отсюда можно заметить, что с расстоянием x убывание температуры ϑ происходит существенно быстрее, чем вертикальной скорости w .

Решение (3.34) — (3.36) выполняется разностным методом с помощью ЭВМ (Берлянд и др., 1965а).

На рис. 3.1 представлены положения оси струи при различных перегревах ΔT . Из рисунка следует, что подъем факела отмечается на расстояниях в несколько километров. Поэтому понятие эффективной высоты, как некоторого начального подъема, является весьма неопределенным. Вместе с тем можно условно ввести начальный подъем из сравнения наземных концентраций от источника с фиксированной высотой выброса с соответствующими расчетами по полной схеме. С учетом проведенных исследований и в соответствии с подходом, изложенным в п. 3.2,

в работе Берлянда и др. (1964а) была предложена приближенная формула для определения начального подъема:

$$\Delta H = \frac{1.5w_0 R_0}{u} \left(2.5 + \frac{3.3gR_0 \Delta T}{T_a u^2} \right). \quad (3.37)$$

Здесь u — скорость ветра на высоте флюгера ($z_f = 10$ м), R_0 — радиус устья трубы, w_0 и ΔT — скорость и перегрев выходящих газов, T_a — температура окружающего воздуха в абсолютной шкале.

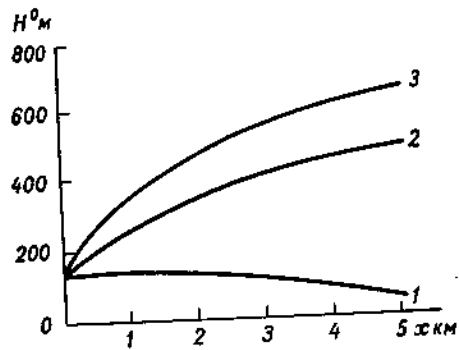


Рис. 3.1. Высота оси струи H_0 в зависимости от расстояния x и перегрева ΔT .
Кривая ΔT °C: 150, 50, 0

3.4. Основные принципы расчетных формул. При проектировании промышленных предприятий важно определить наибольшую возможную величину концентрации примеси, ибо в целях удовлетворения гигиенических требований именно она не должна превышать допустимого значения. Для нахождения такой величины используется формула (2.32) для $\bar{q}_m$, в которой за высоту источника принимается значение $H_0 = H + \Delta H$, где H — высота трубы, а ΔH — определяется согласно (3.37). При этом имеется в виду, что $\bar{q}_m$ существенно зависит от метеорологических условий в соответствии с содержащимися в (2.32) параметрами. Особое значение имеет зависимость $\bar{q}_m$ от скорости ветра u . С одной стороны, при фиксированной высоте источника величина $\bar{q}_m$ возрастает с уменьшением u ; с другой стороны, с уменьшением u возрастает ΔH . Кроме того, от u зависит и K (см. (2.33)). Поэтому существует некоторая «опасная» скорость ветра u_m , при которой достигается наибольшее значение концентрации. Величина этой концентрации находится из условия

$$\frac{\partial \bar{q}_m}{\partial u} = 0. \quad (3.38)$$

Для определения максимального значения $\bar{q}_m$ в (2.32) следует принять и наибольшие величины K , учитывая зависимости $\frac{k_1}{u_1}$ и φ_0 как от скорости ветра, так и от температурной стратификации. Согласно (1.14), $\frac{k_1}{u_1}$ зависит от числа $B = \frac{\delta T}{u_1^2}$. Вели-

чина φ_0 также зависит от B . В случае неустойчивой стратификации ($\delta T < 0$) с ростом модуля B увеличиваются $\frac{k_1}{u_1}$ и φ_0 ; при устойчивой стратификации ($\delta T > 0$) с возрастанием B величина $\frac{k_1}{u_1}$ уменьшается, а начиная с некоторых B φ_0 имеет тенденцию к увеличению. Значение φ_0 достигает некоторого минимума при условиях, близких к равновесным (рис. 2.6). Значения K , таким образом, при инверсионной стратификации уменьшаются с усилением устойчивости и, в общем, не превышают значений при неустойчивой стратификации. Следовательно, при прочих равных условиях максимум наземной концентрации примеси (в силу пропорциональности ее K) при сверхадиабатическом градиенте больше, чем при инверсионном.

Для определения наибольшего значения приземной концентрации и оценки соответствующей ему опасной скорости ветра, как следует из сказанного, достаточно ограничиться рассмотрением зависимости K от u для неустойчивых условий. В работах Берлянда и др. (1964а), Берлянда и Оникула (1968б) использовалось то обстоятельство, что для этих условий при $u_1 > 2$ м/с величина K сравнительно слабо изменяется в зависимости от u_1 . В последующем Берлянд и Оникул (1971) исследовали общий случай зависимости K от u_1 , включая область слабых ветров.

Из соображений размерности следует, что при слабых ветрах и неустойчивой стратификации имеет место режим свободной конвекции, при котором вертикальная и горизонтальная составляющие коэффициента турбулентной диффузии k_z и k_y практически не зависят от скорости ветра, поэтому k_z и $k_y \sim \sqrt{\delta T}$ (Монии и Яглом, 1965).

Учитывая, что из (1.26) и (2.37) $k_y \approx \varphi_0^2 u x$, получим $\frac{k_1}{u_1} = \frac{\alpha}{u_1}$, а $\varphi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{u_1}}$, где $\alpha \sim \delta T$ и $\beta \sim \sqrt{\delta T}$ (Берлянд и Куренбин, 1969).

Следовательно, в предельном случае слабого ветра $K = \frac{\alpha_1}{\sqrt{u_1}}$, где α_1 — величина, сравнительно слабо зависящая от δT ($\alpha_1 \sim \sqrt{\delta T}$).

Изменение K в зависимости от u_1 в общем случае рассматривалось по результатам раздельного исследования зависимостей $\frac{k_1}{u_1}$ и φ_0 от u_1 . Для определения k_1 и, следовательно, $\frac{k_1}{u_1}$ в п. 1.5 приведен ряд схем и формул, которые для случая неустойчивой стратификации большей частью дают сходные

результаты. Различия между этими результатами обычно не превышают 30%, что находится в пределах точности определения k_1 .

Влияние параметра устойчивости B на коэффициент турбулентной диффузии отчетливо видно из формулы Будыко (1.14). В предельном случае свободной конвекции (при $u \approx 0$) и $z_0 = 0,01$ м из нее следует соотношение $k_1 \approx 0,15 \sqrt{\delta T}$, что согла-

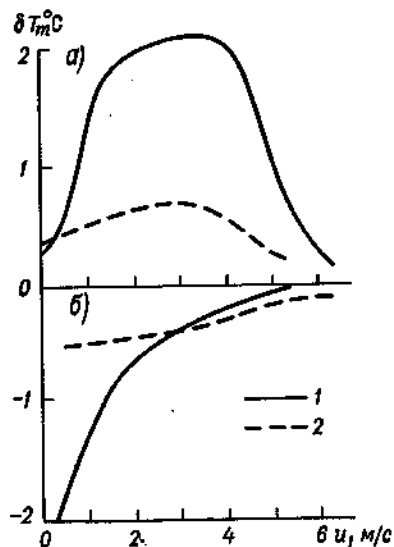


Рис. 3.2. Зависимость разности температур δT_m от скорости ветра u_1 при неустойчивом состоянии (а) и устойчивом (б) в августе (1) и феврале (2).

ванном δT убывает с увеличением u_1 , а при заданном u_1 несколько возрастает с ростом δT . В результате можно установить, что при сравнительно больших δT , когда K , а следовательно, и концентрация примеси достигают наибольших значений, зависимость K от u_1 приближенно интерполируется функцией

$$K = K_{u=u_{10}} \left(\frac{u_{10}}{u_1} \right)^{n_1}, \quad n_1 = \frac{1}{2 \left[1 + \left(\frac{2u_1}{u_{10}} \right)^2 \right]}, \quad (3.39)$$

где $u_{10} = 2$ м/с.

Из (3.39) следует, что при $u_1 > u_{10}$ практически K не зависит от u_1 , а при малых скоростях ветра $K \sim \frac{1}{\sqrt{u_1}}$.

сается с указанными выше результатами для свободной конвекции, полученными из соображений теории размерностей с учетом экспериментальных данных. Для фиксированного u_1 наибольшие значения k_1 достигаются при максимальной величине $\delta T = \delta T_m$. При этом нужно учитывать, что u_1 и δT_m коррелируют между собой.

На рис. 3.2 приведен построенный Грачевой (1969) график по данным наблюдений на метеостанции Рудный (Северный Казахстан). Как видно, при неустойчивой стратификации δT_m достигает наибольших значений при скорости ветра 2—3 м/с, а при устойчивой — при штиле.

Из рассмотренных выше зависимостей φ_0 от u_1 и δT следует, что при неустойчивой стратификации величина φ_0 при фиксиро-

3.5. Опасная скорость ветра. На основании (3.37) — (3.39) устанавливается значение опасной скорости ветра при неблагоприятных условиях стратификации u_m и соответствующая ей величина наибольшей концентрации. Удобно при этом ввести параметры

$$v_m = 0,65 \sqrt{\frac{v_1 \Delta T}{H}}, \quad f = 10^3 \frac{w_0^2 D}{H^2 \Delta T}, \quad (3.40)$$

где $v_1 = \pi R_0^2 w_0$ — объем выбросов, $D = 2R_0$ — диаметр. В данной связи целесообразно охарактеризовать возможный диапазон их изменения для реально встречающихся источников. Для достаточно мощных источников нагретых выбросов (ТЭС, ТЭЦ, агломерационные фабрики, цементные заводы и др.) $H = 50 \div 250$ м, $\Delta T = 50 \div 200^\circ \text{C}$, $v_1 = 50 \div 1200$ м³/с. Учитывая взаимозависимость этих параметров, значения v_m относительно велики и изменяются в пределах 2—7 м/с, а величина f , как правило, составляет 0,5—2 м/(с²·°C), а иногда достигает 5—6 м/(с²·°C). Для слабо нагретых выбросов, а также в случае малой мощности источников, например для большинства вентиляционных выбросов, при $H = 20 \div 50$ м, $\Delta T = 5 \div 10^\circ \text{C}$, $v_1 = 1 \div 10$ м³/с значения v_m обычно изменяются в пределах 0,5—1 м/с, а f превышает 10 м/(с²·°C).

Между величинами v_m и f существует определенная корреляция. Большим f , как правило, соответствуют малые v_m , а малым f — большие v_m . Для определения ΔH удобно преобразовать формулу (3.37), записав ее через v_m , f и H . Тогда из (3.38) для определения опасной скорости $u_1 = u_{1m}$ следует уравнение вида

$$\left(\frac{v_m}{u_{1m}} \right)^3 + 4 \left(\frac{t-1,3}{t-5,9} \right)^3 \sqrt{f} \frac{v_m}{u_{1m}} + 20 \frac{1+t}{t-5,9} = 0 \quad (3.41)$$

при

$$t = n_1 \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right) + u_{1m} \ln \frac{u_{1m}}{u_{10}} \frac{d}{du_1} \left[n_1 \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right) \right]. \quad (3.42)$$

В результате расчетов определяется зависимость отношения $\frac{u_m}{v_m}$ от f для различных значений v_m . При этом выделяются два случая: $v_m < u_{10}$ и $v_m > u_{10}$, где $u_{10} = 2$ м/с.

Приближенно можно принять

$$u_m = v_m \text{ при } v_m < 2 \text{ м/с,} \\ u_m = v_m (1 + 0,12 \sqrt{f}) \text{ при } v_m > 2 \text{ м/с.} \quad (3.43)$$

¹ С величиной u_{1m} непосредственно связана, согласно (1.18), величина опасной скорости u_m на высоте флюгера z_Φ .

Из вычислений следует, что для q_m в случае тяжелой примеси справедлива формула типа (2.32) с примерно таким же показателем степени β_3 у H , как и для легкой примеси в (2.32). Поэтому в первом приближении при среднем значении β_1 для тяжелой полидисперсной примеси можно использовать те же формулы для опасной скорости ветра, что и для газов.

3.6. Расчетные формулы для одиночных источников. При полученных значениях u_m выражение для максимальной концентрации q_m в соответствии с (2.32) и (3.37) можно записать в следующем виде:

$$q_m = C_3' K \Big|_{u_1=u_{10}} \frac{Mm}{H^2 \sqrt[3]{v_1 \Delta T}} E_1(v_m, f), \quad (3.44)$$

где

$$E_1(v_m, f) = \frac{(u_{10}/u_{1m})^{n_1} (u_{1m}/u_{10})}{G_2(f) \left[1 + 0,2 \frac{v_m \sqrt[3]{f}}{u_{1m}} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_{1m}} \right)^3 \right]^{2,3}}, \quad (3.45)$$

$$C_3' = C_3 \frac{1,54 \ln \frac{z_0}{z_1} G_2(f_0)}{\ln z_1/z_0}, \quad m = \frac{G_2(f)}{G_2(f_0)}, \quad (3.46)$$

$f_0 = 0,42 \text{ м/(с}^2 \cdot \text{°C)}$, что соответствует часто встречающимся на крупных промышленных и энергетических объектах комбинациям параметров выброса H , w_0 , D и ΔT (например, $H=120 \text{ м}$, $D=6 \text{ м}$, $w_0=10 \text{ м/с}$, $\Delta T=100^\circ$). В зависимости от f параметр G_2 принимает следующие значения:

$f \text{ м/(с}^2 \cdot \text{°C)}$. . .	0	0,42	1	5	10	50	100	1000
$G_2(f)$	0,70	0,47	0,41	0,35	0,27	0,18	0,14	0,07

Как показывают расчеты, при $v_m > 2 \text{ м/с}$, значение $E_1 \approx 1$.

Расстояние x_m , на котором достигается значение q_m , в соответствии с (2.32) и (3.37) находится по формуле

$$x_m = C_4 \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right)^{n_1} H^{1,2} E_2, \quad (3.47)$$

где

$$C_4' = 10 C_4, \quad E_2 = \left[1 + \frac{0,2 v_m \sqrt[3]{f}}{u_{1m}} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_{1m}} \right)^3 \right]^{1,2} \sqrt{u_{1m}}.$$

При выводе формулы (3.47) для x_m отношение $\frac{k_1}{u_1}$ при опас-

ной скорости ветра и неблагоприятных метеорологических условиях аппроксимируется функцией, аналогичной (3.39):

$$\frac{u_1}{k_1} = \frac{u_1}{k_1} \Big|_{u_1=u_{10}} \left(\frac{u_1}{u_{10}} \right)^{n_1} \left(\frac{u}{u_{10}} \right)^{\frac{1}{2}}.$$

В случае когда $u \neq u_m$, можно найти выражения для максимальной концентрации при этой скорости ветра и неблагоприятной стратификации q_{mu} , а также соответствующего ей расстояния x_{mu} :

$$q_{mu} = q_m E_3, \quad x_{mu} = x_m E_4, \quad (3.48)$$

$$E_3 = \frac{\left(\frac{u_{10}}{u_1} \right)^{n_1} \left(\frac{u_1}{u_{10}} \right)^{n_1} u_{1m}}{\left(\frac{u_{10}}{u_{1m}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right)^{n_1} u_1} \left[\frac{1 + 0,2 \frac{v_m \sqrt[3]{f}}{u_{1m}} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_{1m}} \right)^3}{1 + 0,2 \frac{v_m \sqrt[3]{f}}{u_1} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_1} \right)^3} \right]^{2,3},$$

$$E_4 = \sqrt{\frac{u_1}{u_{1m}}} \frac{\left(\frac{u_1}{u_{10}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_{10}}{u_1} \right)^{n_1}}{\left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_{10}}{u_{1m}} \right)^{n_1}} \left[\frac{1 + 0,2 \frac{v_m \sqrt[3]{f}}{u_1} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_1} \right)^3}{1 + 0,2 \frac{v_m \sqrt[3]{f}}{u_{1m}} + 0,05 \left(\frac{v_m}{u_{1m}} \right)^3} \right]^{1,2}. \quad (3.49)$$

Далее производится преобразование расчетных формул к виду, удобному для их практического применения.

Основным показателем степени загрязнения воздуха в промышленном районе является наибольшая величина возможной концентрации c_m .¹

В соответствии с гигиеническими требованиями именно величина c_m не должна превышать значения максимальной разовой предельно допустимой концентрации (см. п. 10.4). Выражение для c_m в случае легкой газообразной примеси найдем из формулы (3.44) для q_m , а для тяжелой примеси учтем (2.34). Тогда расчетной формуле можно придать следующий вид:

$$c_m = \frac{AMFmn}{H^2 \sqrt[3]{v_1 \Delta T}}. \quad (3.50)$$

Здесь

$$A = 1,54 C_3 \frac{\lg \frac{z_0}{z_1}}{\lg \frac{z_1}{z_0}} G_2(f_0) K \Big|_{u_1=u_{10}} \quad (3.51)$$

¹ Замена обозначения концентрации q на c связана с тем, что в практических расчетах загрязнения атмосферы последнее применяется более широко.

или $A = aK|_{u_1=u_{10}}$, где a — постоянная величина. Значение a несколько зависит от шероховатости подстилающей поверхности z_0 и от высоты приземного слоя h . Высота h принимается такой, чтобы c_m достигало наибольших значений. При средней шероховатости для условий ровного места постоянная a равна 0,3. В формулу (3.50) введен коэффициент n , аппроксимирующий E_1 . Значение K в (3.51) соответствует наибольшим значениям δT при скорости ветра $u_{10} = 2$ м/с и неустойчивой стратификации. Разность температур δT при $u_1 = u_{10}$ обычно достигает значений, близких к наибольшим δT_m , что соответствует максимальным значениям $\frac{h_1}{u_1}$. Значение δT_m , как, например, видно из рис. 3.2,

меняется в зависимости от времени года; оно зависит и от физико-географических условий, а также от обусловленных ими ландшафтных зон.

В работе Грачевой (1969) приведены данные о годовом ходе δT_m для большого числа станций, расположенных в различных ландшафтных зонах СССР (тайга, лесостепь, степь, полупустыня и др.). Как правило, δT_m возрастает при переходе от тайги к степи и от степи к полупустыне.

С учетом сказанного определяются значения A для открытой ровной местности в различных географических областях. При условии, что c_m выражено в мг/м³, M — в г/с, H — в метрах, v_1 — в м³/с, ΔT — в °C, для Средней Азии южнее 40° $A = 240$. Для других районов СССР с жарким климатом и в лесных областях, характеризующихся интенсивным турбулентным обменом, $A = 200$. Для центра Европейской территории СССР, где интенсивность турбулентности существенно меньше, $A = 120$. Для областей со средними условиями турбулентного перемешивания принимается, что $A = 160$. Для областей со сходными климатическими условиями в других странах можно принимать те же значения A . Интервал осреднения концентрации здесь принят равным 20 минутам. Это связано, с одной стороны, с тем, что разовые ПДК (см. п. 10.4) относятся примерно к 20-минутному интервалу времени. С другой стороны, при экспериментальных работах по определению концентрации такой период отбора проб близок к оптимальному. При взятии проб за более короткое время сильно скажутся флуктуации воздушного потока, а при длительном отборе увеличивается вероятность значительного отклонения оси факела, которое вызывает резкое снижение концентрации.

Коэффициенты m и n выражаются интерполяционными формулами¹

¹ Вместо указанных в п. 3.6 интерполяционных выражений для m и n и других коэффициентов, содержащихся в расчетных формулах, в п. 10.5 приведены соответствующие графики.

$$m = (0,67 + 0,1 \sqrt{f} + 0,34 \sqrt[3]{f})^{-1}, \quad (3.52)$$

$$n = 3 - \sqrt{(v_m - 0,30)(4,36 - v_m)} \quad \text{при } 0,3 \text{ м/с} \leq v_m \leq 2 \text{ м/с},$$

$$n = 3 \quad \text{при } v_m < 0,3 \text{ м/с} \text{ и } n = 1 \quad \text{при } v_m > 2 \text{ м/с}.$$

Коэффициент F в основном зависит от скорости осаждения примеси. Для легких примесей $F = 1$. Приблизительно можно полагать $F = 1$ и для пыли, скорость осаждения частиц которой не превышает 2—3 см/с. Для приведенного в п. 2.3 спектра дисперсности пыли, соответствующего сравнительно высокоэффективной пылеочистке с КПД, близкой к 95%, величина F равна 1,5—2,0. Были рассмотрены и другие типы спектров $P(w_i)$ с учетом вариантов, которые соответствуют наибольшим загрязнениям приземного слоя воздуха (Берлянд и Оникул, 1968). С ухудшением очистки (КПД от 75 до 90%) коэффициент F должен быть увеличен примерно в 1,25 раза. В силу известной схематичности расчетов полученные значения F представляются достаточными для практических целей. Для источников, у которых при опасных условиях с учетом начального подъема высота превышает 350—400 м, следует учесть в соответствии с п. 2.3 увеличение F с ростом H . Для высоты источника около 500 м коэффициент F возрастает примерно на 10%. Для простоты расчетов в настоящее время рекомендуется в соответствии с изложенными результатами принимать, что $F = 2$, когда КПД пылеулавливания $> 90\%$, $F = 2,5$ при КПД, равных 75—90%, и $F = 3$ при КПД $< 75\%$ или при полном отсутствии очистки.

Величина опасной скорости u_m определяется согласно (3.43), где отдельно рассматриваются случаи $v_m \leq 2$ м/с и $v_m > 2$ м/с. Однако при весьма малых v_m ($< 0,5$ м/с) расчет u_m по (3.43) не имеет реального смысла, так как такие малые скорости ветра практически не измеряются и сравнительно редко наблюдаются при неустойчивой стратификации. Поэтому целесообразно при $v_m < 0,5$ м/с полагать $u_m \approx 0,5$ м/с.

Значение c_m , определяемое формулой (3.50), относится к расстоянию

$$x_m = dH, \quad (3.53)$$

где d устанавливается в соответствии с (3.47) для тех же условий, для которых определяется c_m ; коэффициент d зависит от v_m и f . При этом можно заменить $H^{0.2}$ средней величиной H , мало меняющейся в широком диапазоне. Величина d определяется с помощью интерполяционных формул

$$d = 4,95 v_m (1 + 0,28 \sqrt{f}) \quad \text{при } v_m > 2 \text{ м/с},$$

$$d = 7 \sqrt{v_m} (1 + 0,28 \sqrt[3]{f}) \quad \text{при } v_m > 2 \text{ м/с}. \quad (3.54)$$

При достаточно больших v_m величина d изменяется от 15 до 25, т. е. в среднем выполняется соотношение $x_m = 20H$, соответствующее результатам, приведенным во «Временной методике» (Берлянд, 1965) и в «Указаниях по расчету» (Берлянд и Кошкин, 1967). При $v_m > 2$ м/с и $f < 6$ м/(с²·°С) $u_m \approx v_m$. Для тепловых электростанций и мощных металлургических заводов обычно $u_m = 3 \div 5$ м/с, для сравнительно холодных выбросов химического производства $u_m = 1 \div 2$ м/с.

Максимальные концентрации c_m для тяжелой полидисперсной примеси в соответствии с (2.34) достигаются на расстоянии

$$x_{мп} = x_m \kappa, \quad (3.55)$$

где в среднем $\kappa = \frac{5-F}{4}$. При $v_m > 2$ м/с значение $n \approx 1$ и выражение для c_m переходит в формулу

$$c_m = \frac{AMFm}{H^2 \sqrt[3]{v_1 \Delta T}}, \quad (3.56)$$

положенную в основу «Указаний по расчету» (Берлянд и Кошкин, 1967) для нагретых примесей.

Подобно тому, как при $u = u_m$ были получены (3.50) для значения c_m по (3.44) и (3.53) для x_m по (3.47), можно на основании (3.48) при $u \neq u_m$ перейти к большему значению концентрации при неблагоприятных условиях c_{mu} и соответствующему расстоянию x_{mu} , положив $c_{mu} = c_m r$, $x_{mu} = x_m p$. Величины r и p в общем случае зависят от v_m , f и u . Удобно в качестве нового аргумента ввести $\frac{u}{u_m}$. В случае слабых источников с малыми значениями v_m практический интерес представляют сравнительно большие величины $\frac{u}{u_m}$, а для мощных источников с большими

v_m — малые $\frac{u}{u_m}$. Если также принять во внимание, что в зависимости от мощности источника имеет место определенная корреляция между v_m и f , содержащими, по существу, одни и те же параметры, то r и p можно приближенно свести к интерполяционным функциям одного аргумента $\xi_1 = \frac{u}{u_m}$: $r = 0,67\xi_1 + 1,67\xi_1^2 - 1,34\xi_1^3$, при $\xi_1 \leq 1$ и $r = 3\xi_1(2\xi_1^2 - \xi_1 + 2)^{-1}$ при $\xi_1 > 1$, $p = 3$ при $\xi_1 \leq 0,25$, $p = 8,43(1 - \xi_1)^5 + 1$ при $0,25 < \xi_1 < 1$ и $p = 0,32\xi_1 + 0,68$ при $\xi_1 > 1$.

Зависимость r от $\frac{u}{u_m}$ противоположна зависимости p от $\frac{u}{u_m}$.

При $\frac{u}{u_m} < 1$ с увеличением $\frac{u}{u_m}$ величина c_{mu} растет и приближается к c_m , величина x_{mu} при этом уменьшается, но также приближается к x_m . В случае когда отношение $\frac{u}{u_m} > 1$, его увеличение ведет к тому, что величина c_{mu} убывает, а x_{mu} увеличивается. Аналогичные результаты следуют и для концентрации пыли с той лишь разницей, что для расстояния $x_{мп}$, на котором при скорости ветра u , не равной u_m , достигается максимальная концентрация пыли $c_{мп} = Fc_{mu}$, также можно записать $x_{мп} = x_{mu} \left(\frac{5-F}{4} \right)$.

Для тех же условий, при которых определялись c_m и c_{mu} , могут быть определены наибольшие значения концентрации c и c_u на расстояниях $x \neq x_m$ и $x \neq x_{mu}$ по направлению среднего ветра. На основании проведенных расчетов вводится интерполяционная функция s_1 , так что $c = c_m s_1 \left(\frac{x}{x_m} \right)$ при $u = u_m$ и $c = c_{mu} s_1 \left(\frac{x}{x_{mu}} \right)$ при $u \neq u_m$.

Эти формулы справедливы и для концентрации пыли. Функция s_1 от $\xi_2 = \frac{x}{x_m}$ (или $\frac{x}{x_{mu}}$) выражается интерполяционными формулами:

$$s_1(\xi_2) = 3\xi_2^4 - 4\xi_2^2 \text{ при } \xi_2 < 1,$$

$$s_1(\xi_2) = 1,13(0,13\xi_2^2 + 1)^{-1} \text{ при } 1 \leq \xi_2 \leq 8.$$

В случае $\xi_2 > 8$

$$s_1(\xi_2) = \xi_2(3,58\xi_2^2 - 35,2\xi_2 + 120)^{-1} \text{ при } F = 1,$$

$$s_1(\xi_2) = (0,1\xi_2^2 + 2,47\xi_2 - 17,8)^{-1} \text{ при } F \geq 2.$$

Наибольшее значение концентрации c_y по оси y на расстоянии x определяется в соответствии с (2.35) с учетом зависимости φ_0 от u . Можно записать $c_y = c s_2 \left(\frac{|y|}{x} \right)$, где

$$s_2 \left(\frac{|y|}{x} \right) = \left[1 + 8,4u \left(\frac{y}{x} \right)^2 \right] \left[1 + 28,2u^2 \left(\frac{y}{x} \right)^4 \right].$$

Отсюда следует, что зависимость s_2 от u более существенна при сравнительно малых u и значительно слабее для диапазона относительно больших скоростей ветра.

3.7. Случай холодных выбросов. Для практических расчетов важное значение имеют случаи холодных выбросов при малых ΔT . К ним относятся многие виды вентиляционных выбросов

непосредственно из производственных помещений. Полученные формулы (3.50) и (3.43) справедливы в широком диапазоне изменения u , v_m и f . По ним можно производить расчеты, в частности, и для сравнительно холодных выбросов, когда $v_m < 0,5$ м/с, а f достигает 100 м/(с²·°C) и более. Вместе с тем целесообразно рассмотреть предельный случай холодных выбросов при $\Delta T = 0$, когда $w_m = 0$, а $f \rightarrow \infty$. Для этого удобно возвратиться к формуле (3.37) для ΔH , положив в ней $\Delta T = 0$.

Тогда $\Delta H = \frac{b_1 H}{u}$, где $b_1 = 2,5 \frac{w_0 R_0}{H}$. Аналогично выводу (3.41)

устанавливается уравнение для нахождения опасной скорости ветра $u_1 = u_{1m}$

$$\frac{d}{du_1} \left[u_1 \left(\frac{u_1}{u_{10}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_1}{u_{10}} \right) \left(1 + \frac{b_1}{u_1} \right)^{2,3} \right] = 0,$$

которое преобразуется к виду

$$u_{1m} \frac{1+t}{1,3-t} = b_1. \quad (3.57)$$

Здесь t определяется из (3.42). Тогда получим

$$q_m = \frac{C_3 K |_{u_1=u_{10}} \left(\frac{u_{10}}{u_{1m}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right) M}{u_{1m} H^{2,3} \left(1 + \frac{b_1}{u_{1m}} \right)^{2,3}},$$

$$x_m = C_4 \sqrt{u_{1m}} \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right)^{n_1} \left(\frac{u_{1m}}{u_{10}} \right) H^{1,2} \left(1 + \frac{b_1}{u_{1m}} \right)^{1,2}. \quad (3.58)$$

Формулы упрощаются при малых u_m , когда $n_1 \approx \frac{1}{2}$, и при $u_{1m} > u_{10}$, когда $n_1 \approx 0$; в этих случаях, согласно (3.42), соответственно $t = \frac{1}{2}$ и $t = 0$. Тогда при малых опасных скоростях ветра для u_m на высоте флюгера $u_m \approx 0,8 b_1$, а для сравнительно больших опасных скоростей $u_m \approx 2,0 b_1$.

Соответствующие выражения для q_m и u_m при малых опасных скоростях ветра принимают вид:

$$q_m = \frac{C_5 \sqrt{u_{10}} K |_{u_1=u_{10}} M}{H^{0,8} (w_0 R_0)^{1,5}},$$

$$x_m = C_6 \frac{w_0 R_0}{\sqrt{u_{10}}} H^{0,2}, \quad (3.59)$$

где $C_5 = 0,086 C_1$; $C_6 = 48 C_2$ (C_1 и C_2 взяты из (2.11)).

При сравнительно больших опасных скоростях ветра ($u_m > 3$ м/с), которые обычно имеют место при $v_m > 2$ м/с.

$$q_m = \frac{C_7 K |_{u_1=u_{10}} M}{w_0 R_0 H^{1,3}}, \quad x_m = C_8 H^{0,7} \sqrt{w_0 R_0}, \quad (3.60)$$

где $C_7 = 0,126 C_1$, $C_8 = 36 C_2$.

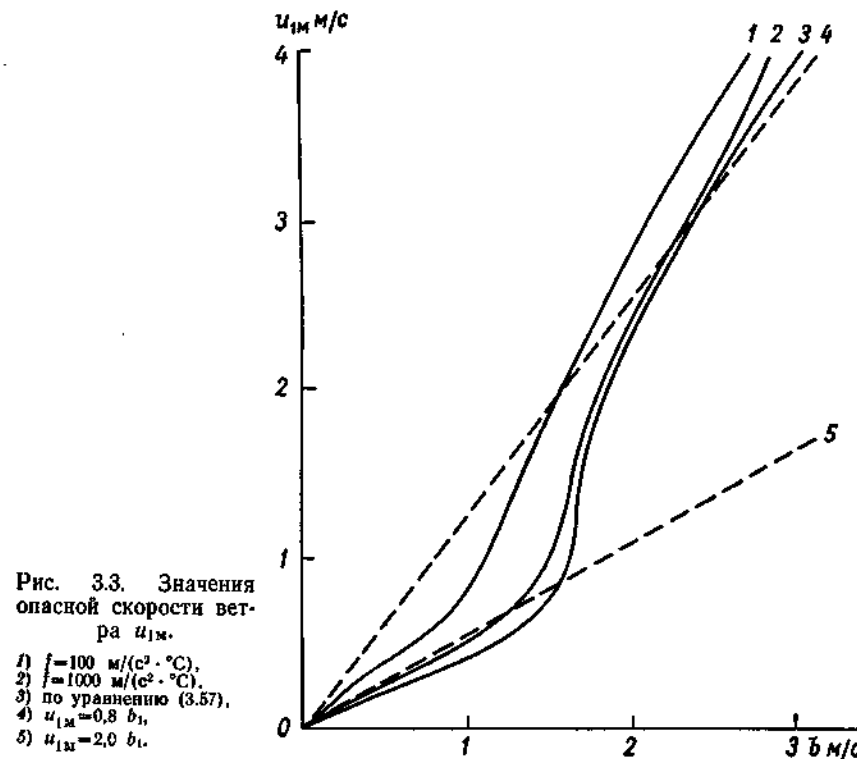


Рис. 3.3. Значения опасной скорости ветра u_{1m} .

- 1) $f=100$ м/(с²·°C),
- 2) $f=1000$ м/(с²·°C),
- 3) по уравнению (3.57),
- 4) $u_{1m}=0,8 b_1$,
- 5) $u_{1m}=2,0 b_1$.

Для сопоставления данных расчетов q_m и u_m по общим формулам при больших f и по формулам для холодных выбросов удобно использовать для ΔH в качестве входных параметров b_1 и f вместо v_m и f .

На рис. 3.3 показана зависимость u_m от $b_1 = b$.

Различия в u_m между нагретыми при $f=100$ м/(с²·°C) и холодными выбросами невелики, а при $f=1000$ м/(с²·°C) опасные скорости в обоих случаях практически совпадают. Расчеты показали, что и различия в величинах максимальных концентраций q_m при $f=100$ м/(с²·°C) и для холодных выбросов не превышают 10—20% во всем возможном диапазоне изменения параметра b_1 . Следует заметить, что большие значения f соответствуют обычно условиям малых величин ΔT , когда точное

определение последних реально не представляется возможным. Для примера рассмотрим два крайних случая: при большой и малой мощности источников. Примем для первого случая $H=150$ м, $D=6$ м и $w_0=20$ м/с, а для второго $H=20$ м, $D=1$ м и $w_0=5$ м/с. Тогда для мощных источников $f=100$ м/(с²·°C) соответствует $\Delta T=1^\circ\text{C}$, а $f=1000$ м/(с²·°C) соответствует $\Delta T=0,1^\circ\text{C}$; для источников малой мощности ΔT равны соответственно 0,6 и 0,06°С. Полученные различия в температуре газов при обоих значениях f совершенно несущественны и практически не поддаются определению. Это позволяет распространить общие формулы и на холодные выбросы, когда $\Delta T=0^\circ\text{C}$. Для такого случая практически достаточно преобразовать расчетные формулы, исключив из них ΔT . Для этого следует в выражении (3.50) для c_m и в (3.40) для v_m подставить значение $\Delta T=\Delta T_0$, соответствующее $f=100$ м/(с²·°C), т. е.

$\Delta T = \frac{10w_0^2 D}{H^2}$. Использование меньших значений ΔT для уточнения расчетов практического смысла не имеет. Тогда из (3.50) следует, что

$$c_m = \frac{AMFnI}{H^{1/2}}, \quad (3.61)$$

где

$$I = \frac{D}{8v_1} \text{ или } I = \frac{1}{7,1\sqrt{w_0v_1}}.$$

Параметр n здесь определяется по-прежнему с помощью формул (3.52) по значению v_m , но выражение для v_m в данном случае преобразуется к виду

$$v_m = 1,3 \frac{w_0 D}{H}. \quad (3.62)$$

Величина A при этом сохраняет указанные выше значения, но изменяет свою размерность на м^{1/2}. По значению v_m , согласно (3.62), находится величина d с помощью (3.54) и определяется, следовательно, x_m . В случае холодных выбросов большей частью значения v_m малы, поэтому, согласно (3.43), сохраняется

соотношение $u_m \approx v_m$.

3.8. Линейные источники. Аэрационные фонари. Наряду с точечными источниками примеси в различных задачах атмосферной диффузии встречаются линейные источники. В частности, они рассматриваются при оценке эффективности методов борьбы с заморозками с помощью дымовых завес (Берлянд, 1956), рассеивания туманов и обработки растений ядохимикатами. Выбросы от совокупности автомашин на улицах или на

шоссе можно также стилизовать как линейный источник (Колдер, 1973, и др.). Промышленная вентиляция нередко осуществляется через аэрационные фонари, представляющие собой щели в крышах корпусов большой протяженности. Длина таких фонарей на алюминиевых заводах, например в Братске и Красноярске, достигает 600 м. Подобного типа аэрационные щели используются для вентиляции также цехов электроплавильных, химических и других предприятий.

В п. 1.6 приведены общие формулы, связывающие концентрации от точечного и линейного источников. Эти формулы распространяются и на концентрации $\bar{q}$, осредненные в соответствии со схемой п. 2.5. Для примера используем выражение (2.30) для $q|_{z=0}$ в случае, когда коэффициент обмена и скорость ветра изменяются соответственно по линейному и степенному закону. Тогда из (1.34) получим

$$q_x = \frac{M}{(1+n)k_1\varphi_0\sqrt{2\pi}} \times \int_{L_1}^{L_2} e^{-\frac{a'}{a'-\eta\sin\beta} - \frac{1}{2\varphi_0^2} \left(\frac{b'-\eta\cos\beta}{a'-\eta\sin\beta} \right)^2} \frac{d\eta}{(a'-\eta\sin\beta)^2}, \quad (3.63)$$

где β — направление ветра, отсчитываемое от оси x против часовой стрелки, $a' = x \cos \beta + y \sin \beta$, $b' = y \cos \beta - x \sin \beta$ (x, y — координаты расчетной точки),

$$a' = \frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1}.$$

После ряда преобразований получим

$$q_x = \frac{1}{2} q_\infty e^{-\frac{a'(1-\cos\beta)}{x} + \frac{a'^2 \varphi_0^2 \sin^2 \beta}{2x^2}} [\operatorname{erf} t_2 - \operatorname{erf} t_1], \quad (3.64)$$

где

$$q_\infty = \frac{M}{k_1(1+n)x} e^{-\frac{a'}{x}},$$

$$t_i = \frac{a'\varphi_0 \sin \beta}{x\sqrt{2}} + \frac{x}{\varphi_0\sqrt{2} \sin \beta (a' - L_i \sin \beta)} - \frac{\cos \beta}{\varphi_0\sqrt{2} \sin \beta} \quad (i=1,2).$$

Для расчета рассеивания промышленных выбросов от линейных источников нужно учесть также начальный подъем ΔH . Приведенные в пп. 3.6 и 3.7 формулы относились к точечному источнику. Для получения аналогичных результатов в случае линейного источника строгий подход состоит в использовании указанного в п. 3.3 общего метода определения ΔH на основании численного решения системы уравнений движения, притока тепла и диффузии примеси при условии наличия линейного

источника. Однако численное решение требует использования интерполяционных выражений для получаемых результатов. Вследствие этого могут возникать существенные трудности для согласования итоговых формул, предназначенных для практических расчетов в случае точечного и линейного источников и для обеспечения перехода от одного случая к другому.

В данной связи Берлянд и др. (1974б) развили другой приближенный метод. Он связан с использованием результатов экспериментов Ю. В. Иванова в аэродинамической трубе (Абрамович, 1960). В этих экспериментах получено, что для источника с прямоугольным сечением ($l \times d$) начальный подъем можно приближенно определить по формуле для круглого сечения с эффективным радиусом $R_e = \frac{ld}{l+d}$ при условии, что скорости уноса w_0 в обоих случаях одинаковы. Отсюда, в частности, следует, что для расчета рассеивания выбросов из вентиляционных шахт, которые имеют прямоугольные устья, пригодны те же формулы, что и для случая круглых труб, но вместо радиуса R_0 следует в них подставить R_e и $v_{1e} = \pi R_e^2 w_0$ вместо v_1 . Понятие эффективного радиуса можно обобщить и на случай аэрационного фонаря, принимая, что $l \gg d$. Тогда $R_e = d$.

Для приближенного определения концентрации c_L от линейного источника можно в формулу (1.34) подставить, используя R_e и v_{1e} , соотношение для концентрации c от точечного источника, полученное в п. 3.6. Используем, в частности, выражение $c = c_m s_1 \left(\frac{x}{x_m} \right) s_2 \left[u_m \left(\frac{y}{x} \right)^2 \right]$ для случая $u = u_m$ и аналогичное выражение для случая $u \neq u_m$. Тогда для аэрационного фонаря, представляющего собой линейный источник длиной l с координатами L_1 и L_2 по оси y , в соответствии с (1.34) получим

$$c_L = \frac{1}{l} c'_m \int_{L_1}^{L_2} s_1 \left(\frac{a' - \eta \sin \beta}{x'_m} \right) s_2 \left[u'_m \left(\frac{b' - \eta \cos \beta}{a' - \eta \sin \beta} \right)^2 \right] d\eta, \quad (3.65)$$

где c'_m , u'_m и x'_m — величины c_m , u_m и x_m для точечного источника, рассчитанные при $R_0 = R_e$, $v_1 = v_{1e}$ и значении M , равном общему выбросу примеси из всего аэрационного фонаря.

Концентрация по направлению ветра убывает значительно медленнее, чем в других направлениях. Отсюда следует, что наибольшие значения ее достигаются в случае, когда скорость ветра направлена вдоль линии источника, т. е. при $\beta = \frac{\pi}{2}$. Нетрудно получить, что для этого случая максимум концентрации $c_{m, L}$, соответствующее ему расстояние $x_{m, L}$ от центра аэрационного фонаря и опасная скорость $u_{m, L}$ определяются соотношениями:

$$c_{m, L} = c'_m s_3 \left(\frac{l}{x'_m} \right), \quad x_{m, L} = x'_m s_4 \left(\frac{l}{x'_m} \right) + \frac{1}{2}, \quad u_{m, L} = u'_m, \quad (3.66)$$

при интерполяционных выражениях:

$$s_3(\xi) = \frac{1 + 0.45\xi}{1 + 0.45\xi + 0.1\xi^2}, \quad s_4(\xi) = \frac{1}{1 + 0.6\xi}, \quad \xi = \frac{l}{x'_m}.$$

В случае когда ветер скоростью u_m направлен перпендикулярно к линии источника ($\beta = 0$), концентрация в точке (x, y) определяется по формуле

$$c_L = \frac{1}{2} c'_m s_1 \left(\frac{x}{x_m} \right) \left[\left(1 + \frac{2y}{l} \right) s_6 \left(\frac{x}{2y+l}, u_m \right) + \left(1 - \frac{2y}{l} \right) s_6 \left(\frac{x}{2y-l}, u_m \right) \right]. \quad (3.67)$$

$$\text{При } \frac{\xi^2}{u_m} < 0.5 \quad s_6(\xi, u_m) = 0.6 \frac{\xi}{\sqrt{u_m}},$$

$$\text{при } \frac{\xi^2}{u_m} > 0.5 \quad s_6(\xi, u_m) = \frac{1}{1 + \frac{0.7u_m}{\xi^2}}.$$

Для достаточно больших x множитель в квадратных скобках в (3.67) практически равен $2s_2 \left(\frac{|y|}{x} \right)$ и тогда c_L совпадает с выражением для концентрации c_y от точечного источника. При $\beta = \frac{\pi}{2}$, когда $x \gg l$, значения для c_L и c_y также мало различаются между собой.

На рис. 3.4 представлены результаты расчета c_{Lm} при $l = 500$ м и $u = 2$ м/с. На этом рисунке изображены изолинии $\frac{c_{Lm}}{c'_{mL}}$

для трех направлений ветра. Из расчетов следует, что в случае когда ветер направлен вдоль источника, максимум концентрации значительно больше, чем при других направлениях ветра. Чем ближе направление ветра к линии источника, тем ближе к подветренному краю источника положение максимума концентрации и тем больше сам максимум.

3.9. Концентрация примеси от группы источников. Концентрация от группы источников рассчитывается на основе суперпозиции полей концентрации от отдельных источников. В случае близко расположенных источников их можно свести к одной точке. Если при этом выброс осуществляется из N труб с одинаковыми параметрами, то суммарное значение концентрации и опасная скорость ветра определяются по формулам для

одиночного источника в предположении, что M — суммарный выброс из N труб, а

$$v_1 = \frac{V}{N}, \quad (3.68)$$

где $V = \pi R_0^2 \omega_0 N$ — суммарный объем выбрасываемых газов.

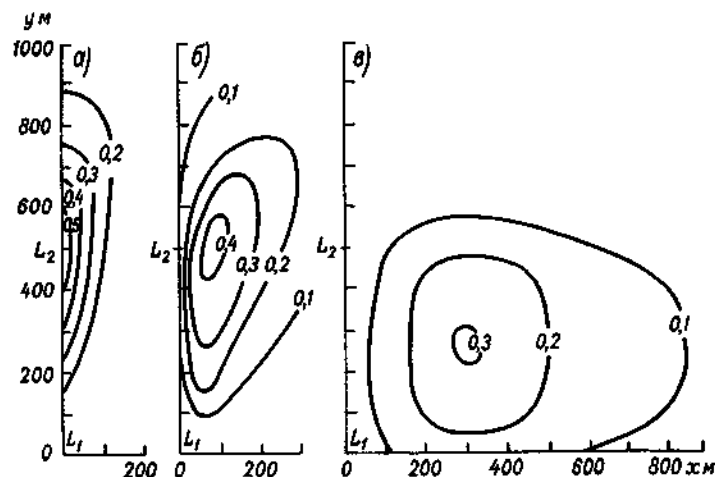


Рис. 3.4. Распределение концентрации примеси от линейных источников (L_1, L_2) при направлениях ветра β , равных 90° (а), 60° (б) и 0° (в).

Если источники расположены близко друг к другу, но имеют разные параметры выбросов или группируются вдоль некоторой линии, то распределение концентрации от суммы источников удобно находить с помощью графического сложения. С этой целью для каждого источника строятся кривые изменения концентрации с расстоянием, рассчитанные изложенным выше способом. Все кривые наносят на один график, а затем для данного расстояния x складываются ординаты кривых и находится суммарная концентрация.

Для источников с разной опасной скоростью ветра наибольшая концентрация примерно соответствует средневзвешенной опасной скорости ветра $u_{м.с}$ (Берлянд и Оникул, 1968), определяемой из соотношения

$$u_{м.с} = \frac{\sum_{i=1}^N c_{mi} u_{mi}}{\sum_{i=1}^N c_{mi}}. \quad (3.69)$$

Здесь c_{mi} и u_{mi} — значения максимальной концентрации и опасной скорости ветра для i -того источника.

При оценке наибольшей концентрации от рассредоточенных по территории источников встречаются значительные трудности. Они заключаются в необходимости рассмотрения поля концентраций для различных направлений ветра, когда существенно изменяется взаиморасположение источников, а также местоположение и величина максимальной концентрации. Формальный подход к решению данной задачи состоит в расчете поля концентраций в узлах некоторой достаточно густой сетки точек. О требуемом размере шагов сетки и частоте перебора направлений ветра можно судить только на основании весьма трудоемких даже при использовании ЭВМ численных расчетов.

Для решения этой задачи имеется другой более эффективный подход (Берлянд и Оникул, 1968). Из анализа формул для расчета концентрации следует, что она в направлении ветра убывает значительно медленнее, чем в других направлениях. Поэтому если несколько источников группируется вблизи одной прямой, то наибольшая концентрация будет в случае, когда ветер направлен вдоль этой прямой. Следовательно, для отыскания максимальных концентраций целесообразно производить расчеты только для направлений ветра, совпадающих с линиями, которые соединяют основные по мощности и сравнительно удаленные один от другого источники. При каждом направлении ветра определяется положение всех точек, которые соответствуют максимальным концентрациям от каждого отдельного источника. Затем для этих точек производится вычисление суммарной концентрации при средневзвешенной опасной скорости ветра $u_{м.с}$ (см. (3.69)).

Многочисленные примеры расчета показывают, что положение суммарного максимума практически близко к одной из этих точек. В некоторых случаях, когда опасная скорость ветра для отдельных источников u_{mi} значительно отличается от $u_{м.с}$, расчеты ведутся и для других скоростей ветра, как правило, равных u_{mi} . Это дает возможность уточнить расчеты в окрестностях источников со скоростями u_{mi} , отличающимися от $u_{м.с}$, и вместе с тем позволяет избежать расчетов для неопределенно большого числа значений скоростей ветра.

В соответствии с изложенными принципами Грачевой и др. (1969) разработана программа для ЭВМ, которая позволяет производить расчет для нескольких сотен источников. Использование этой программы позволяет более чем на порядок сократить время счета по сравнению с указанным формальным методом регулярных расчетов.

4

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ ПРИ АНОМАЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

В отдельных аномальных случаях отмечается существенное отличие в распределении скорости ветра и коэффициента обмена по высоте от распределений (1.18). Характерным примером в этом отношении являются приподнятые инверсии температуры. В ряде работ (Блэкедар, 1957, и др.) имеются указания на наличие хорошо выраженного максимума скорости ветра на высоте 100—200 м, особенно на границах инверсии температуры. Это явление иногда называют мезоструями или струйными течениями в пограничном слое атмосферы. Хорошо известны случаи штилей в нижнем слое воздуха при достаточно больших скоростях ветра на более высоких уровнях. Такое положение весьма часто встречается в городских условиях (Берлянд, 1970а, б), где движение воздуха затормаживается в зоне строений и наличие ветра определенного направления четко проявляется только над домами.

4.1. Штилевые слои. Ослабление ветра в приземном слое воздуха до штиля наблюдается с большой повторяемостью во многих географических областях. Особенно оно характерно для областей с континентальным климатом в периоды антициклонической погоды. Однако сильное ослабление ветра наблюдается большей частью только до уровней около 20 м, за исключением областей с резко континентальным климатом, как, например, Сибирь и Средняя Азия. Выше отмечается сравнительно резкое усиление ветра. Такое явление часто хорошо заметно по наблюдениям за очертанием дымового факела из труб. Дым сначала поднимается вертикально вверх, а затем на некоторой высоте принимает почти горизонтальное положение.

Вертикальная протяженность штилевых слоев изучена слабо. Это связано с тем, что градиентные наблюдения за скоростью ветра проводятся лишь эпизодически и до небольших высот. Аэрологические наблюдения в данном случае могут быть ис-

пользованы редко, так как шары-пилоты и радиозонды быстро проскакивают нижние слои воздуха и из-за инерционности приборов эти слои оказываются недостаточно освещенными. Новые возможности появились в связи с организацией наблюдений на специальных мачтах, теле- и радиобашнях, а также с применением замедленных радиозондов.

Вдовин и Царев (1969) исследовали развитие штилей в пограничном слое атмосферы по данным наблюдений на телевизионных башнях в Ленинграде до высоты 269 м и Новосибирске

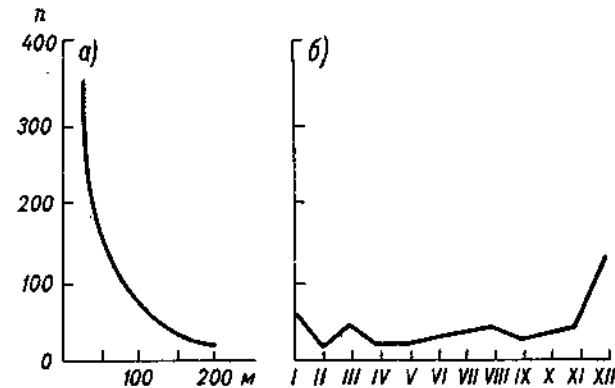


Рис. 4.1. Повторяемость штилей (число случаев n) в зависимости от их высоты (а) и месяца года (б).

до высоты 180 м, а также на 300-метровой метеорологической мачте в г. Обнинске (см. п. 9.6). Анализу подвергались только те случаи, когда скорость ветра 0—1 балла по шкале Бофорта (т. е. $u < 1,5$ м/с) отмечалась от нижнего уровня до некоторой высоты. Всего было проанализировано для Ленинграда 703 случая, для Новосибирска 590 и для Обнинска 95.

На рис. 4.1 а представлены полученные повторяемости штилевых слоев различной мощности.

Таблица 4.1
Суточный ход числа случаев с штилевыми слоями

Высота штилевого слоя, м	Время, часы							
	0	3	6	9	12	15	18	21
<100	63	94	94	68	33	37	23	58
>100	33	37	35	41	21	23	20	23

Вдовин и Царев приводят также данные о числе случаев штилей для Ленинграда в суточном (табл. 4.1) и для Новосибирска в годовом ходе (рис. 4.1 б). В суточном ходе максимум штилей отмечается в утренние часы, а в годовом ходе — зимой в условиях антициклонической погоды. Штили возникают почти во все часы суток, в том числе нередко и в дневное время, а также и в различные сезоны года.

В областях с резко континентальным климатом (Сибирь, Средняя Азия и др.) вертикальная протяженность штилей весьма велика (несколько сотен метров и больше). Они отчетливо прослеживаются и по данным сетевого аэрологического зондирования. Ослабление ветра иногда отмечается не только в слое воздуха, непосредственно примыкающем к земной поверхности, но и в более высоких слоях (ниже и выше этих слоев наблюдаются сравнительно большие скорости ветра).

4.2. Учет отклонения скорости ветра от логарифмического профиля. Изложенные методы численного исследования примесей и случаях, когда отдельные слои воздуха характеризуются значительным уменьшением или усилением скорости ветра u . В работах Берлянда и др. (1965а, б) приведены результаты численного интегрирования уравнения (1.2) при различных профилях, существенно отличающихся от логарифмического. При этом учитывался только характер зависимости u от z .

На рис. 4.2 б представлены данные расчета концентрации s (см. (2.1)) от источника высотой 120 м для случаев резкого усиления ветра в отдельных слоях воздуха. Принятые профили скорости ветра показаны на рис. 4.2 а, г под соответствующими номерами. Во всех случаях усиление ветра в каком-либо слое приводит к уменьшению s , причем уменьшение тем больше, чем ниже расположен такой слой. Однако в целом увеличение скорости ветра вдвое в слое толщиной 30 м не оказывает большого влияния.

Существенно большие эффекты проявляются при наличии штилевых слоев. Это видно из рис. 4.2 а, на котором представлены аналогичные распределения для указанных на рис. 4.2 в профилей скорости ветра.

Из рис. 4.2 а следует, что, когда штилевой слой расположен у земли, концентрация здесь значительно больше, чем при обычном изменении ветра по логарифмическому закону. Такой результат имеет простое физическое толкование. Из исходного уравнения (1.2) при $w=0$, $\alpha=0$ и граничного условия (1.7) при $z=0$ следует, что в штилевом слое (где $u \approx 0$) $\frac{\partial q'}{\partial z} = 0$, т. е. $q' = \text{const}$. Следовательно, учет этого слоя эквивалентен пере-

носу нижней границы ($z=0$) с уровня подстилающей поверхности на верхнюю границу штилевой зоны ($z=l_1$) и приближению источника к подстилающей поверхности.

Для приближенной интерпретации рассматриваемого эффекта можно воспользоваться аналитическим решением задачи

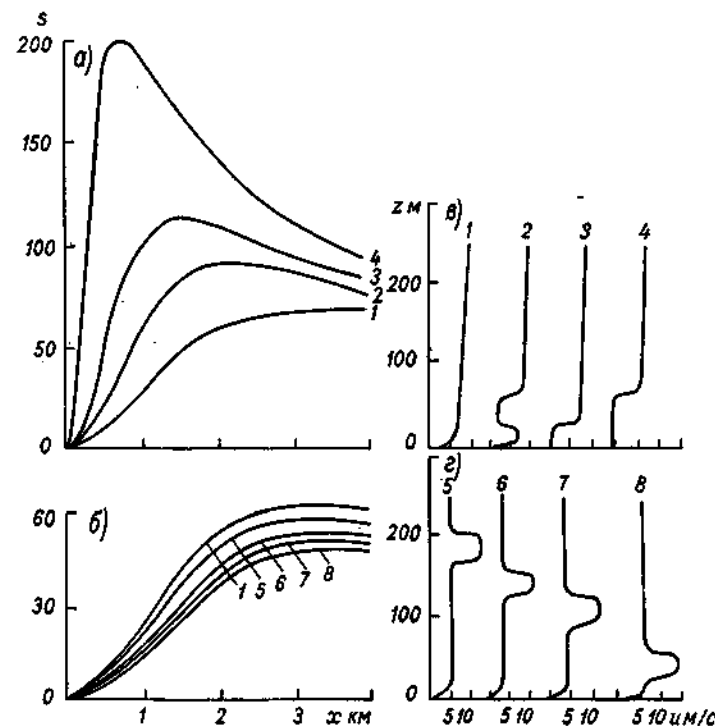


Рис. 4.2. Изменение концентрации s с расстоянием x при разном распределении скорости ветра u с высотой z .

об определении концентрации для случая отсутствия ветра в приземном слое воздуха, приняв значения u и k_z выше этого слоя постоянными. Тогда из уравнения (1.2) при условии отражения на подстилающей поверхности следует, что

$$q|_{z=0} = \frac{M}{2\pi x \sqrt{k_0 k_z u}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x} - \frac{(H-l_1)^2 u}{4k_z x}}. \quad (4.1)$$

Это выражение совпадает с решением для наземной концентрации от высотного источника при постоянных u и k_z при высоте источника $H-l_1$. Влияние штилевого слоя возрастает с увеличением l_1 .

Из рис. 4.2 *a* следует, что если слой с ослабленной скоростью ветра расположен на некоторой высоте, то, чем больше эта высота, тем слабее уменьшение приземной концентрации. Например, при штиле у земли в слое воздуха толщиной 30 м s_m увеличивается примерно на 70% по сравнению со случаем отсутствия штиля. Если же штилевой слой такой же толщины расположен между уровнями 30 и 60 м, то соответствующее изменение s_m составляет только 35%.

В общем случае нужно учитывать, что отклонения профиля ветра от логарифмического сопровождаются изменениями турбулентного обмена, за счет чего могут иметь место дополнительные эффекты.

4.3. Атмосферная диффузия примесей при штиле. В некоторых случаях существенно исследовать атмосферную диффузию в штилевом слое, не ограничивая его высоты, особенно когда источник выброса расположен на сравнительно низких уровнях. Интерес к этому случаю вызывается прежде всего тем, что, согласно (2.3) и (2.11), а также расчетным формулам Сеттона и др., наземные концентрации обратно пропорциональны скорости ветра. Отсюда следует не имеющий физического смысла вывод о том, что при $u \approx 0$ и фиксированной высоте источника концентрация неограниченно возрастает. Как отмечается в работе Берлянда (1966а), это обстоятельство может создать принципиальные трудности при нормировании промышленных выбросов в атмосферу, ибо оно не позволяет определить условия, при которых максимум концентрации не превышал бы предельно допустимого значения. Вместе с тем этот результат является следствием того, что в исходном уравнении (1.2) не учтена турбулентная диффузия в направлении x . Это пренебрежение оправданно только при наличии ветра, в направлении которого адвективный перенос примеси существенно превышает ее диффузионный поток.

Оригинальную попытку обобщить формулу Сеттона на случай отсутствия ветра сделал Фортас (1961), воспользовавшийся связью между составляющими коэффициента обмена и дисперсии ветра. Выражение для установившейся концентрации в этом случае он получил в результате интегрирования решения для мгновенного источника, полагая, что коэффициент обмена и дисперсия являются функциями только времени и не зависят от координат. Для оценки максимума наземной концентрации от приподнятого источника, который отмечается непосредственно под источником, Фортас вывел приближенную формулу. Нестер (1967) для двух частных случаев сопоставил расчеты максимальной концентрации по формулам Фортаса и Сеттона. Однако он не получил четких физических результатов. Аналогичное ис-

следование провел Йорданов (1967), задавая значение только вертикальной составляющей коэффициента обмена.

При наличии приземной инверсии температуры с ослаблением скорости ветра до штиля затухает и турбулентный обмен. В этом случае рассеяние примеси практически происходит в соответствии с известными закономерностями молекулярной диффузии. Основным интерес поэтому представляют условия диффузии при отсутствии ветра и развитом турбулентном обмене. При этом для нормировки выбросов в атмосферу важно оценить предельное значение концентрации при штиле. Отысканию и исследованию решения уравнения атмосферной диффузии при отсутствии ветра и учете турбулентного перемешивания по всем направлениям посвящена работа Берлянда и Куренбина (1969). Исходное уравнение в ней имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x} + M \delta(x) \delta(y) \delta(z-H) = 0. \quad (4.2)$$

Последнее слагаемое в левой части выражает наличие на высоте H источника примеси мощностью M .

Чтобы решение (4.2) являлось предельным выражением для решения уравнения (1.2), при $u \rightarrow 0$ используются зависимости компонент коэффициента обмена от скорости ветра при малых, но не равных нулю значениях u . Поэтому, как и раньше, принимается, что

$$k_z = k_1 f_1(z), \quad u = u_1 f_2(z), \\ k_y = k_0 u,$$

где $f_1(z)$ и $f_2(z)$ — некоторые функции высоты.

Кроме того, производится осреднение q с учетом колебаний направления ветра во времени, как это сделано в п. 2.5, что позволяет принять, согласно (2.47), вместо k_0 величину $k_0(x) \approx \approx x \varphi_0^2$. Другая горизонтальная компонента коэффициента обмена k_x полагается равной k_y , что справедливо в силу горизонтальной изотропности турбулентного обмена при отсутствии ветра.

Как уже отмечалось, при конвекции в случае отсутствия среднего ветра k_x и k_y , так же как и k_z , принимают отличные от нуля значения. Поэтому из соображений размерности полагается, что с убыванием скорости ветра сохраняет определенное значение величина $\beta^2 \approx \varphi_0^2 u$. Следовательно, при малых скоростях ветра φ_0 изменяется в соответствии с равенством $\varphi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{u_1}}$. Тогда $k_y = \beta^2 x f_2(z)$. Аналогично можно записать $k_1 =$

$= \frac{k_1}{u_1} u_1$ и принять при малых скоростях ветра $\frac{k_1}{u_1} = \frac{\alpha'}{u_1}$, где α' — постоянная.

Исходное уравнение (4.2) далее записывается в цилиндрической системе координат

$$\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r k_r \frac{\partial q}{\partial r} + \frac{M}{2\pi r} \delta(r) \delta(z-H) = 0, \quad (4.3)$$

где $k_z = k_1 f_1(z)$ и $k_r = \beta^2 r f_2(z)$.

В качестве граничных условий принимается, как обычно,

$$\begin{aligned} \text{при } z=0 \quad k_z \frac{\partial q}{\partial z} &= 0, \quad \text{при } r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad q \rightarrow 0, \\ \text{при } r=0 \quad k_r \frac{\partial q}{\partial r} &= 0; \end{aligned} \quad (4.4)$$

последнее условие следует из симметрии горизонтального поля концентраций.

Решение данной задачи можно выполнить численно при тех же выражениях для функций $f_1(z)$ и $f_2(z)$, которые принимались в гл. 1. Однако для наглядности ограничимся ее аналитическим решением, положив, что изменение скорости ветра и коэффициента обмена в приземном слое воздуха с высотой приближенно описывается степенными функциями. В соответствии с (1.52) $f_1(z) = z^m$, $f_2(z) = z^n$ при $m \approx 1$, $n \approx 0,1 \div 0,2$.

Однородная часть уравнения (4.3) допускает разделение переменных, поэтому его решение представляется, как $q = q_1(r) q_2(z)$, где q_1 удовлетворяет уравнению

$$\frac{d}{dr} r^2 \frac{dq_1}{dr} + \omega^2 r q_1 = 0.$$

Отсюда следует, что

$$q_1(r) = \frac{1}{\sqrt{r}} J_1(2\omega\sqrt{r}). \quad (4.5)$$

Здесь ω — некоторая постоянная, $J_1(2\omega\sqrt{r})$ — функция Бесселя.

Для решения (4.3) целесообразно использовать интегральное преобразование типа Ханкеля:

$$\bar{q}(\omega, z) = \int_0^\infty q(r, z) \sqrt{r} J_1(2\omega\sqrt{r}) dr. \quad (4.6)$$

Полученные после такого преобразования уравнения для функций изображений $\bar{q}(\omega, z)$ интегрируются, как и в гл. 1, с помощью функций Грина:

$$\bar{q}(\omega, z) = \frac{M\omega}{\pi k_1 (2+n-m)} (zH)^{\frac{1-m}{2}} K_{\frac{1-m}{2}}(\omega\eta_H) I_{\frac{1-m}{2}}(\omega\eta) \quad \text{при } z \leq H, \quad (4.7)$$

$$\bar{q}(\omega, z) = \frac{M\omega}{\pi k_1 (2+n-m)} (zH)^{\frac{1-m}{2}} K_{-\frac{1-m}{2}}(\omega\eta) I_{-\frac{1-m}{2}}(\omega\eta_H) \quad \text{при } z \geq H. \quad (4.8)$$

Здесь

$$\mu = \frac{1-m}{2+n-m}, \quad \eta = \frac{2\beta}{(2+n-m)\sqrt{k_1}} z^{\frac{2+n-m}{2}}, \quad \eta_H = \eta|_{z=H}.$$

Обратный переход от $\bar{q}(\omega, z)$ к функции $q(r, z)$ осуществляется после некоторых выкладок, связанных с заменой переменных, и использования стандартного преобразования Ханкеля

$$q(r, z) = \frac{2}{\sqrt{r}} \int_0^\infty J_1(2\omega\sqrt{r}) \omega \bar{q}(\omega, z) d\omega. \quad (4.9)$$

Выполняя интегрирование, получим, что при $z < H$

$$\begin{aligned} q(r, z) &= \frac{M}{\pi} \frac{2^{\frac{3}{2}(1-\mu)}}{(2+n-m)^{1-2\mu} k_1^{1-\mu} \beta^{2\mu}} \times \\ &\times \left[\frac{\tilde{D}^2}{\tilde{T}^3 (\tilde{T} + \tilde{R})^{1-\mu}} + \frac{(1-\mu)(\tilde{T} + \tilde{R})^\mu}{\tilde{T}^2} \right], \end{aligned} \quad (4.10)$$

где

$$\tilde{D} = 2\eta\eta_H, \quad \tilde{R} = \eta^2 + \eta_H^2 + 4r, \quad \tilde{T} = \sqrt{\tilde{R}^2 - \tilde{D}^2}.$$

В случае линейного роста коэффициента обмена с высотой, т. е. $m=1$, что соответствует $\mu=0$, из (4.10) следует

$$\begin{aligned} q(r, z) &= \frac{M}{2\pi k_1 (1+n)} \frac{\frac{\beta^2}{(1+n)^2 k_1} (H^{1+n} + z^{1+n}) + r}{\left[\frac{\beta^2}{(1+n)^2 k_1} \left(H^{\frac{1+n}{2}} - z^{\frac{1+n}{2}} \right)^2 + r \right]^{\frac{1}{2}}} \times \\ &\times \left[\frac{\beta^2}{(1+n)^2 k_1} \left(H^{\frac{1+n}{2}} + z^{\frac{1+n}{2}} \right) + r \right]^{\frac{1}{2}}. \end{aligned} \quad (4.11)$$

Для наземной концентрации q_0 выражение (4.10) упрощается:

$$q_0 = \frac{M(1-\mu)(2+n-m)^{2\mu-1}}{2\pi k_1^{1-\mu} \beta^{2\mu} \left[\frac{\beta^2 H^{2+n-m}}{(2+n-m)^2 k_1} + r \right]^{2-\mu}}. \quad (4.12)$$

Максимум наземной концентрации q_m достигается при $r=0$, т. е. под источником. Из (4.12)

$$q_m = \frac{M(1+n)^3 k_1}{2\pi \beta^4 H^2 (1+n)}. \quad (4.13)$$

Интересно сопоставить полученные результаты с решением аналогичной задачи (2.31) при наличии скорости ветра при

одних и тех же моделях для k_y и k_z . Тогда из (4.13) и (2.31)

для $\gamma = \frac{q_m|_{u \neq 0}}{q_m|_{u=0}}$ следует, что

$$\gamma = \frac{0,432\pi\beta^4}{\varphi_0 u_1^2}. \quad (4.14)$$

При этом предполагается, что (2.31) определена для сравнительно малых скоростей, так что коэффициенты k_1 в (4.13) и (2.31) примерно одинаковы.

Величины β^2 и u_1 связаны между собой соотношением $\beta^2 = \varphi_0^2 u_1$, если рассматривать сравнительно малые u_1 . В этом случае, как уже отмечалось, с изменением u_1 величины β и k_1 , а следовательно, и их отношение $\frac{k_1}{\beta}$ остаются примерно постоянными. Из обработки данных наблюдений, рассмотренных в п. 3.4, следует, что $\frac{k_1}{\beta} = 0,5 \text{ м}^{1/2}/\text{с}^{1/2}$. Поэтому приближенно можно положить, что $\beta \approx 2k_1$ (в той же системе единиц). Тогда получим $\gamma \approx 11 \left(\frac{k_1}{\sqrt{u_1}} \right)^3$.

При скорости ветра $u_1 = 1 \text{ м/с}$ и значении $k_1 \approx 0,15 \text{ м/с}$, характерных для условий конвекции, $\gamma \approx 0,04$, т. е. концентрации при такой скорости примерно в 25 раз меньше, чем при штиле. Однако с уменьшением скорости ветра величина γ быстро возрастает. Можно установить некоторую скорость ветра $u_1 = u_{10}$, при которой $\gamma = 1$, т. е. достигается предельное значение максимальной концентрации. Очевидно, что расчет концентрации $q_m|_{u \neq 0}$ по формуле (2.31) для скоростей ветра $u_1 < u_{10}$ не имеет смысла. Для указанных значений k_1 получено, что $u_{10} \approx 0,1 \text{ м/с}$.

Из формул (4.13) и (2.31) для q_m при штиле и для $\bar{q}_m$ при $u \neq 0$ можно получить удобную интерполяционную формулу

$$q_m = \frac{0,216 M k_1 (1+n)^3}{(1,36\beta^4 + \varphi_0 u_1^2) H^2 (1+n)}. \quad (4.15)$$

На рис. 4.3 представлены результаты расчета по формулам (4.15), (4.13) и (2.31). По формуле (4.15) можно рассчитать максимальную наземную концентрацию как при наличии, так и при отсутствии ветра.

4.4. Приподнятые инверсии температуры. Характерной чертой суточного хода температуры является ее падение с высотой в дневное время. В результате ночного выхолаживания подстилающей поверхности в малооблачную погоду образуются

слой приземной инверсии, в которых температура растет с высотой. Выше слоя инверсии ночью температура понижается с удалением от земли. Утром при прогреве почвы и прилегающего к ней воздуха возрастание температуры с высотой вблизи подстилающей поверхности постепенно сменяется падением, а выше некоторое время сохраняется образовавшаяся с ночи инверсия. Таким образом возникает слой приподнятой инверсии, нижняя граница которой со временем повышается и приближается к верхней, пока инверсия не разрушится полностью. В условиях $\bar{q}_m, \frac{q_m}{q_m}$ ясной погоды со слабым ветром разрушение инверсии обычно происходит за 2—3 часа после восхода солнца. Этот интервал времени существенно зависит от сезона года и от толщины инверсионного слоя, образовавшегося в ночные часы.

На рис. 4.4 представлено изменение вертикального профиля температуры за сутки по данным Вдовина и др. (1971).

Годовой ход температуры пограничного слоя имеет ряд общих закономерностей с ее колебаниями в течение суток, поскольку и он определяется изменением радиационного баланса подстилающей поверхности от минимума в зимнее время до максимума в летний сезон. Особенно четко это проявляется в континентальных областях. Высоты, до которых здесь простирается тепловое влияние земной поверхности, значительно больше в годовом ходе, чем в суточном в силу увеличения масштабов времени. Так, в Сибири зимой вертикальная мощность приземных инверсий достигает 1 км, а иногда и больше. В конце зимы, когда приход солнечной радиации заметно увеличивается и радиационный баланс в дневное время становится положительным, при разрушении приземной инверсии возникает приподнятая инверсия.

Существует и ряд других причин, кроме суточного и годового хода, в результате которых монотонность распределения температуры с высотой нарушается. Так, из общих физических представлений следует, что приподнятые инверсии могут возникать в антициклонах (так называемые инверсии сжатия), при прохождении атмосферных фронтов и т. п. Теория образования инверсий пока недостаточно разработана. Сейчас в основном

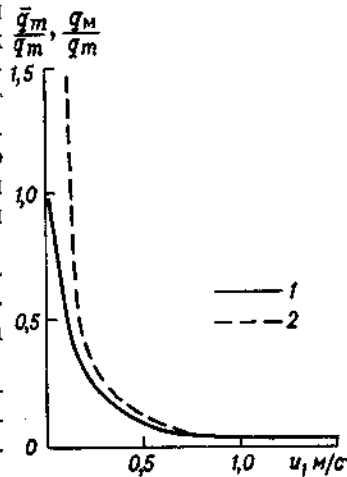


Рис. 4.3. Зависимость $\frac{q_m}{q_m}$ от скорости ветра u_1 .
(1) и $\frac{\bar{q}_m}{q_m}$ (2) от скорости ветра u_1 .

идет накопление и анализ опытного материала. В работе Васильченко (1965) по данным наблюдений в 500-метровом слое дана классификация вертикальных профилей температуры. Он выделил шесть типов инверсий (рис. 4.5). В табл. 4.2 представлены данные о повторяемости этих типов в зависимости от времени суток для весеннего и летнего сезонов по материалам наблюдений в районе Щекинской ТЭС за период 1962—1963 гг.

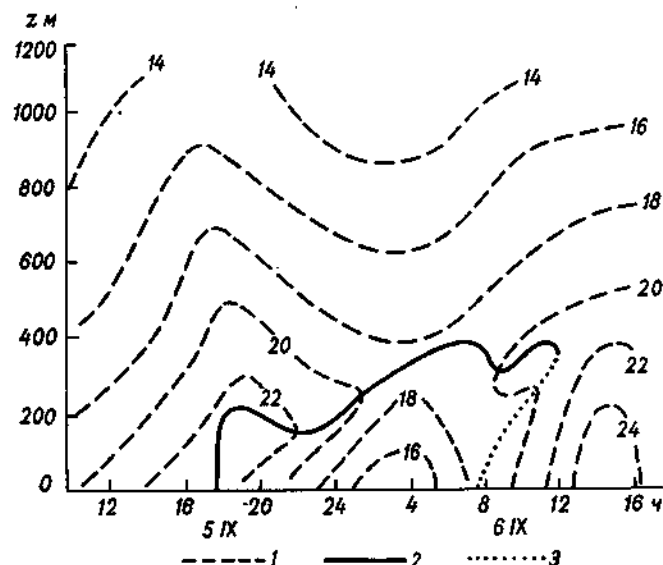


Рис. 4.4. Пространственно-временное распределение температуры в пограничном слое атмосферы.

1 — изотермы, 2 — верхняя граница приземной инверсии, 3 — нижняя граница приземной инверсии.

Сонькин и Матвеева (1968) проанализировали условия формирования температурного профиля в нижнем 500-метровом слое для трех городов: Ленинграда (более 1300 случаев), Москвы (900 случаев), Куйбышева (500 случаев) и для трех типов стратификации: приподнятой инверсии, приземной инверсии и безынверсионного состояния. В табл. 4.3 и 4.4 представлены данные о повторяемости типов стратификации и высот нижней границы приподнятой инверсии и верхней границы приземной инверсии. Оказалось, что зимой приподнятые инверсии располагаются на уровне 200—400 м, а мощность приземных инверсий колеблется в пределах 100—300 м. При переходе от ночи ко дню нижняя граница приподнятых инверсий поднимается, тогда как высота приземных инверсий уменьшается. Из анализа синоптических карт следует, что приподнятые инверсии наблюдаются в промежуточном барическом поле.

Вопросам изучения приподнятых инверсий посвящен и ряд других работ в СССР и за рубежом.

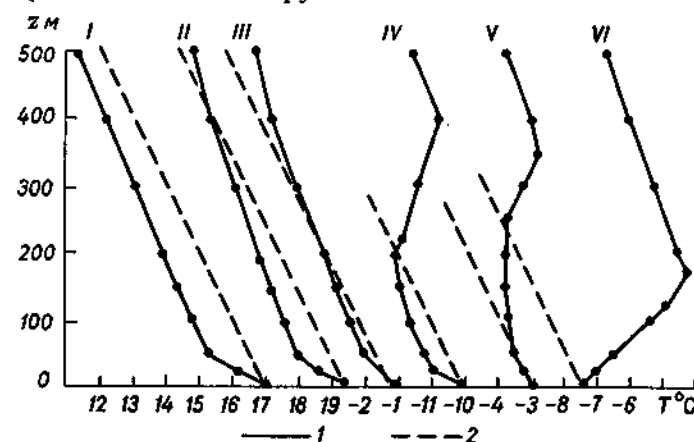


Рис. 4.5. Типы вертикальных профилей температуры в пограничном слое атмосферы.

1 — распределение температуры, 2 — сухая адиабата.

Таблица 4.2

Число случаев с различными типами распределения температуры в пограничном слое атмосферы

Тип профиля	Время, часы								Повторяе- мость, %
	6	8	10	12	14	16	18	20	
Весенний период									
I	—	0	0	0	2	3	0	—	7
II	—	0	0	1	0	0	0	—	2
III	—	0	2	8	7	9	3	—	43
IV	—	0	1	2	0	0	0	—	4
V	—	2	4	3	4	2	0	—	22
VI	—	3	8	2	0	0	2	—	22
Летний период									
I	0	0	8	10	6	0	3	0	49
II	0	0	5	2	1	0	0	0	14
III	0	0	1	0	1	2	1	0	9
IV	0	3	1	0	0	0	0	0	7
V	2	1	0	1	1	0	0	0	9
VI	3	1	0	0	0	0	0	2	12

На основании решения уравнений, описывающих ночное выхолаживание пограничного слоя воздуха, можно предложить.

Таблица 4.3

Повторяемость (%) типов термической стратификации в нижнем 500-метровом слое воздуха

Тип термической стратификации	Срок, часы					
	4			16		
	Ленинград	Москва	Куйбышев	Ленинград	Москва	Куйбышев
Безинверсионное состояние	49	29	25	49	33	34
Приподнятая инверсия	22	33	18	26	34	26
Приземная инверсия	29	38	57	25	33	40

Таблица 4.4

Повторяемость (в %) высот нижней и верхней границы приподнятой инверсии в Ленинграде

Характеристика	Срок, часы	Интервалы высот, м					
		0—100	101—200	201—300	301—400	401—500	> 500
Верхняя граница приземной инверсии	4 16	4 4	27 39	28 21	18 16	12 14	11 6
Нижняя граница приподнятой инверсии	4 16	1 2	21 7	28 29	35 41	14 21	

схему прогноза приземных инверсий (Берлянд, 1956, 1959). В качестве начального условия принимается известное вертикальное распределение температуры по данным аэрологического зондирования в вечерние сроки наблюдений. В приземном слое ($z \leq h$) начальное распределение температуры представляется логарифмической функцией z , а выше — линейной зависимостью от z с градиентом температуры γ_0 . Высота инверсии $H_{\text{и}}$ находится из условия, что при $z = H_{\text{и}}$ $\frac{\partial T}{\partial z} = 0$. Интенсивность инверсии $\delta T_{\text{и}}$ определяется как разность температур на высоте $H_{\text{и}}$ и на уровне метеорологической будки (2 м). Далее строится ряд графиков для расчета $H_{\text{и}}$ и $\delta T_{\text{и}}$. Один из них для примера приводится на рис. 4.6. Он относится к случаю сухой почвы и скорости ветра 1—2 м/с. На оси абсцисс отложено отношение γ_0 к величине эффективного излучения подстилающей поверхности E_0 , на оси ординат — $H_{\text{и}}$ и $\frac{\delta T_{\text{и}} - \delta T_0}{E_0}$, где δT_0 — разность температур будка—почва. Кривые соответствуют сроку прогноза t .

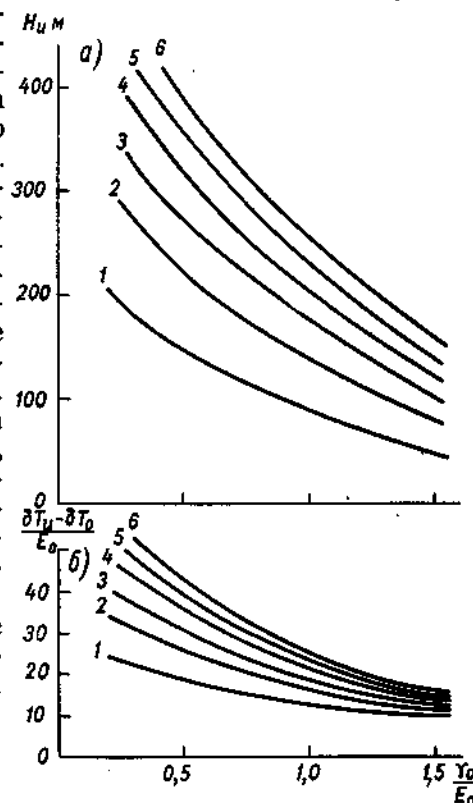
Полученные результаты согласуются с материалами наблюдений, в частности с данными Воронцова (1960а) и др.

Интересна зависимость высоты инверсии от скорости ветра, которая следует из выполненных расчетов. На соответствующих кривых, относящихся к определенному сроку прогноза, отмечается четкий максимум при скорости ветра 2—3 м/с. Наличие такого максимума вполне понятно. С увеличением скорости ветра высота инверсии сначала увеличивается, ибо возрастает толщина слоя, в котором существенно турбулентное перемешивание между атмосферой и подстилающей поверхностью. В области скорости ветра 2—3 м/с усиление ветра, а следовательно, и увеличение обмена приводит к ослаблению инверсии и уменьшению ее высоты. По высоте $H_{\text{и}}$ и концу ночи можно судить о верхней границе приподнятой инверсии, образующейся после восхода солнца.

Некоторые результаты теории формирования приземных и приподнятых инверсий будут рассмотрены ниже в связи с вопросами теории образования радиационных туманов.

4.5. Турбулентный обмен

в слое приподнятой инверсии. Из наблюдений, в частности, за пульсациями скорости ветра следует, что в инверсионных слоях значительно ослабляется турбулентный обмен (Воронцов, 1960а, и др.). В слоях с устойчивой стратификацией при достаточно больших инверсионных градиентах температуры нередко отмечается почти полное исчезновение высокочастотных колебаний. Записи акселерографа на самолете в этих случаях представляют собой прямую линию с редкими длиннопериодными

Рис. 4.6. Графики для прогноза высоты $H_{\text{и}}$ (а) и интенсивности $\delta T_{\text{и}}$ (б) приземной инверсии.

Кривая	1	2	3	4	5	6
Время t , часы	2	4	6	8	10	12

возмущениями, обусловленными мезомасштабной турбулентностью.

Теоретические исследования зависимости коэффициента обмена от температурного градиента $\frac{\partial T}{\partial z}$ в основном относятся к случаям монотонного изменения температуры в пограничном слое воздуха. На основании этих исследований можно также сделать вывод о значительном ослаблении турбулентности и в случае расположения инверсии над приземным слоем ($z > h$). В этом случае для высот $z > h$ нельзя принимать величину k_z постоянной, как полагалось выше для нормальных условий, а следует учесть зависимость k_z от градиента температуры. Приблизительно эту зависимость можно определить, используя и для слоя $z > h$ формулу Будыко (1.13), а также результаты Монина и Обухова (1954), согласно которым

$$k_z = k_{zp} (1 - Ri)^{2/3}. \quad (4.16)$$

Здесь k_{zp} — значение k_z при равновесных условиях.

Показатель степени α_1 в разных работах несколько отличается, но обычно он меньше единицы. Согласно (1.13) и (4.16) зависимость k_z от $\frac{\partial T}{\partial z}$ является асимметричной. При конвективных условиях, когда $\frac{\partial T}{\partial z} < 0$, даже в экстремальных случаях

($|Ri| \approx 1$) k_z не превышает значения k_{zp} более чем на 40%.

При устойчивой стратификации, когда $\frac{\partial T}{\partial z} > 0$ и Ri близко к единице, k_z принимает весьма малые значения и в инверсионном слое турбулентность резко ослабляется.

Более строгая модель изменений k_z в слое приподнятой инверсии предложена в работе Берлянда и Гениховича (1972). В ней уравнение баланса энергии турбулентности (1.19) используется совместно с соотношением $k_z = \tau \tilde{b}$, где величина τ пропорциональна лагранжеву временному масштабу турбулентности.

Согласно экспериментальным данным, величина τ мало меняется внутри слоя инверсии и это позволяет преобразовать уравнение (1.19) к виду

$$\frac{d}{dz} b \frac{db}{dz} = \tilde{R} \tilde{b}, \quad (4.17)$$

где

$$\tilde{R} = \frac{1}{a_1 \tau^2} \left\{ c_1 + \tau^2 \left[\frac{g}{T_a} \frac{dT}{dz} - \left(\frac{du}{dz} \right)^2 - \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] \right\}.$$

Для сравнительно тонких слоев инверсии $\tilde{R}$ можно считать постоянной. Тогда интегрирование (4.17) дает

$$\sqrt{b} = \sqrt{\frac{b_i \tilde{R}}{6}} (z - z_i), \quad (4.18)$$

где индексом i отмечены величины, соответствующие нижней границе инверсии. Из соотношения $k_i = \tau \tilde{b}_i$ далее следует, что

$$k_z = k_i \left(1 - \frac{z - z_i}{L_i} \right)^2, \quad (4.19)$$

где

$$L_i = \sqrt{\frac{6b_i}{\tilde{R}}}.$$

Если ввести обозначение

$$A^* = \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] - \frac{g}{T_a} \frac{dT_a}{dz} = \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] (1 - Ri)$$

и воспользоваться для подынверсионного слоя интегральной формой уравнения баланса энергии (1.19), то выражение для L_i примет вид

$$L_i = \sqrt{\frac{6a_1 b_i}{A_i^* - A^*}}, \quad (4.20)$$

где A_i^* относится к подынверсионному слою, а A^* — к слою инверсии.

При отсутствии информации о величине энергии турбулентности вблизи нижней границы инверсии для определения L_i можно пользоваться приближенным соотношением

$$L_i = \sqrt{\frac{6a_1 c_1^{-1/2} k_i \sqrt{A_i^*}}{A_i^* - A^*}}. \quad (4.21)$$

Как видно из (4.20) и (4.21), величина L_i убывает при увеличении Ri в слое инверсии, хотя даже при $Ri = 1$ $L_i \neq 0$. При средних значениях параметров в (4.20) величина $L_i = 100 \div 150$ м.

Таким образом, при наличии приподнятых слоев инверсии создается сложный профиль изменения коэффициента обмена с высотой.

4.6. Расчет концентрации при наличии приподнятой инверсии. Решение задачи о распространении примеси при наличии приподнятых инверсий выполняется с помощью численных методов. В работах Берлянда и др. (1963б, 1964б) приводятся результаты расчетов приземной концентрации для случаев расположения инверсии на разных уровнях выше приземного слоя

($z > h$). Трудности численного решения задачи, связанные с резким ослаблением обмена в инверсии, преодолеваются с помощью введения эффективного коэффициента обмена, как это делалось выше для приземного слоя, где k_z также быстро изменяется с высотой. Расчеты выполнены для отдельных характерных профилей k_z , указанных на рис. 4.7, при изменении скорости ветра по логарифмическому закону (1.18).

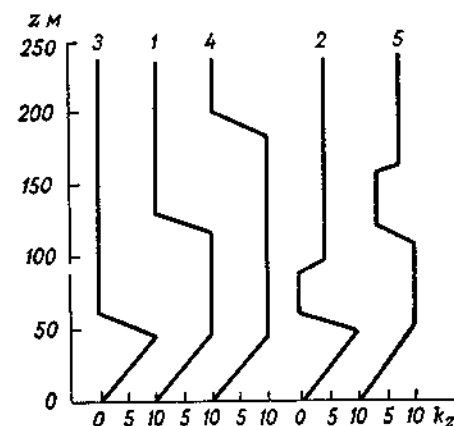


Рис. 4.7. Характерные профили изменения k_z с высотой z при различном расположении инверсионных слоев воздуха.

Характерная особенность профилей k_z , использованных для расчетов табл. 4.5, состоит в том, что задерживающий слой с резко ослабленной турбулентностью расположен непосредственно над источником. В приведенных данных проявляется эффект увеличения приземной концентрации при наличии приподнятой инверсии. Этот эффект усиливается с ростом x . Увеличение концент-

рации особенно значительно на больших расстояниях от источника. Величина максимума s_m возрастает примерно на 50—70%, но соответствующее ему расстояние x_m сравнительно мало изменяется. С уменьшением высоты источника влияние расположенного над ним задерживающего слоя возрастает.

Результаты расчета R' для других трех распределений k_z , указанных на рис. 4.7, представлены в табл. 4.6.

Таблица 4.5

Значения концентрации s и отношения концентраций R'

Профиль	H м	x км						
		0,1	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	
3	50	s	151	591	647	566	489	382
		R'	1,41	1,59	1,74	1,83	1,92	1,97
1	120	s	60	98	116	122	121	96
		R'	1,50	1,55	1,59	1,62	1,68	1,92

Таблица 4.6

Значения отношений наземных концентраций при наличии и отсутствии задерживающих слоев

Высота	Профиль	x км							
		1	2	3	4	5	10	20	30
$z = 0$	4	1,02	1,03	1,03	1,04	1,06	1,22	1,53	1,78
	1	1,50	1,56	1,59	1,62	1,68	1,92	2,32	2,68
	5	1,33	1,38	1,50	1,42	1,44	1,54	1,68	1,72
$z = H$	4	1,02	1,03	1,10	1,16	1,18	1,41	1,68	1,89
	1	1,51	1,70	1,81	1,89	1,91	2,14	2,56	2,83
	5	1,37	1,48	1,52	1,55	1,55	1,61	1,76	1,78

Как и в рассмотренных выше случаях, эффект задерживающего слоя усиливается с расстоянием. Он тем меньше, чем выше расположен слой над источником. При достаточно большом превышении нижней границы инверсии над уровнем источника 100—200 м и более эффект проявляется только на больших расстояниях.

Расчеты показывают, что можно ограничиться приведенными выше сравнительно простыми моделями распределения k_z , поскольку изменение k_z выше задерживающего слоя существенно сказывается только на значительных удалениях от источника. На близких расстояниях не очень сильно влияет и интенсивность турбулентности внутри инверсионного слоя.

Наибольшее влияние слоя с ослабленной турбулентностью имеет место, когда он располагается непосредственно над источником. Максимум концентрации легкой примеси в этих условиях может увеличиться более чем в 2 раза. Вместе с тем по данным расчета получено, что учет резкого уменьшения k_z над источником не позволяет объяснить, как это иногда делают, возрастание максимума приземной концентрации примерно на порядок. Такое резкое увеличение интенсивности загрязнения приземного слоя промышленными выбросами из

труб, как будет показано ниже, в основном связано с ограничением начального подъема над трубой.

Поскольку при наличии приподнятых инверсий убывание приземной концентрации после достижения ее максимума происходит весьма медленно, то при таких условиях суммарная концентрация от группы рассредоточенных по большой площади (в городе) источников может значительно увеличиться, даже если для каждого из них максимальные концентрации малы. В случае когда задерживающий слой расположен ниже уровня источника, приземная концентрация будет меньше, чем при отсутствии этого слоя. Соответствующие величины представлены в табл. 4.7 ($H=120$ м).

Таблица 4.7

Значения отношений наземных концентраций при наличии и отсутствии задерживающего слоя под источником

Профиль	x км						
	1	2	4	6	8	10	12
3	0,03	0,06	0,16	0,33	0,51	0,68	0,86
2	0,06	0,12	0,28	0,44	0,58	0,68	0,80

В данном случае концентрации примеси значительно уменьшаются до весьма больших расстояний.

В табл. 4.8 дано отношение концентрации на уровне источника ($z=H$) к наземной концентрации ($z=0$). Для сравнения в нижней строке приводится значение этого отношения в случае отсутствия задерживающего слоя.

Таблица 4.8

Значения отношений концентраций на уровне источника и на земной поверхности

Профиль	x км						
	1	2	4	6	8	10	15
1	14	3,5	1,46	0,25	1,05	0,98	0,47
3	1100	156	21,5	7,7	4,3	2,8	1,7
Отсутствие задерживающего слоя	14	3,15	1,26	0,97	0,90	0,88	0,85

В случае когда источник расположен в слое ослабленной турбулентности, значительные различия в концентрациях у земли и на высоте источника сохраняются до весьма больших расстояний x , в отличие от рассмотренного выше случая, когда задерживающий слой расположен над источником.

Вопросы расчета концентрации примеси от источника, расположенного под температурной инверсией, рассматривались также в работе Бирли и Хьюсона (1965) на основании весьма схематичных представлений о равномерном вертикальном распределении примеси в подынверсионном слое.

Упрощенная модель для изучения влияния приподнятой инверсии на распространение примеси разработана Хайнесом и Петерсом (1973) на основе решения уравнения диффузии с постоянными коэффициентами в предположении, что поток примеси на нижней границе инверсии H_H равен нулю. Из анализа решения следует, что, в случае когда высота источника $H < 0,6H_H$, эффект приподнятой инверсии мал.

Берлянд и др. (1964в) также исследовали численно распространение тяжелой примеси при наличии инверсионных задерживающих слоев. В частности, были рассчитаны величины отношений

$$\chi = \frac{q_w|_{z=0}}{q|_{z=0}} \quad \text{и} \quad \chi' = \frac{q_w|_{z=H}}{q_w|_{z=0}},$$

где q_w и q — соответственно концентрации тяжелой и легкой примесей.

В табл. 4.9 приводятся значения χ и χ' для $H=120$ м, $w=5$ см/с и четырех профилей изменения k_z с высотой. Первые три профиля указаны на рис. 4.7 под соответствующими номерами, а четвертый относится к нормальным условиям, когда

Таблица 4.9
Значения χ и χ'

Отношение	Профиль	x км						
		1	2	4	6	8	10	15
χ	1	1,26	1,20	1,06	0,95	0,85	0,77	0,59
	2	3,50	3,50	2,80	2,35	1,92	1,68	1,45
	3	4,00	5,10	4,40	3,44	2,76	2,29	1,55
	4	1,34	1,50	1,14	1,05	0,98	0,92	0,88
χ'	1	7,00	1,96	0,95	0,80	0,80	0,79	0,78
	2	8,00	2,14	0,99	0,85	0,81	0,79	0,78
	3	2,36	2,50	1,50	1,43	0,87	0,67	0,42

выше $h=50$ м величина k_z сохраняет постоянное значение. Наибольшие различия между тяжелой и легкой примесью проявляются при малых значениях k_z под источником и при не очень больших x . Если источник находится в задерживающем слое или под ним, то для больших расстояний величина x' , убывая с расстоянием, остается больше единицы.

Концентрация тяжелой примеси при инверсионной стратификации, как и при нормальных условиях, на больших удалениях от источника меньше, чем для легкой примеси. Это связано с выпадением тяжелых частиц на близких расстояниях.

Наибольшие различия в значениях отношений x' , характеризующих градиент концентрации в нижнем слое воздуха, имеют место на малых расстояниях от источника. Концентрация тяжелой примеси на уровне источника в общем значительно больше, чем у земли. Однако эти различия несколько меньше, чем для случая легкой примеси при тех же метеорологических условиях.

4.7. Влияние аномальной стратификации на начальный подъем примеси. Часто опасные условия, при которых в приземном слое воздуха наблюдаются наибольшие концентрации вредных веществ, связывают с наличием слоя приподнятой температурной инверсии. При этом полагается, что такой слой препятствует переносу примеси на более высокие уровни, в результате чего основная масса примеси сосредоточивается под инверсионным слоем у поверхности земли. Опытных материалов об увеличении концентрации при данных условиях опубликовано немного. Согласно Лоури (Метеорология и атомная энергия, 1959), по данным наблюдений в случае расположения инверсий над источником концентрации увеличиваются примерно в 20 раз. По существующей классификации форм факела эти случаи относятся к условиям «задымления» приземного слоя воздуха (см. п. 7.5).

В работах Берлянда и др. (1963б, 1964б), изложенных в предыдущем параграфе, было впервые отмечено, что наличие задерживающего слоя с ослабленной турбулентностью над одиночными источниками приводит к существенному увеличению (в 1,5—2 раза) наземной концентрации, но не столь большому, как указывалось в предшествующих исследованиях для таких условий. В действительности приподнятые инверсии могут вызвать значительно более интенсивное загрязнение приземного слоя воздуха (Берлянд, 1966а), если дополнительно учесть характер изменения начального подъема ΔH . Оказывается, что при инверсии величина ΔH не может неограниченно возрастать с уменьшением u , как это следует из (3.37) для равновесных условий. Повышение температуры воздуха с высотой приводит к тому, что выбросы из труб иногда не могут подняться выше определенного уровня — «потолка».

В связи с этим представляет интерес при оценке опасных условий определить совместное влияние распределения по высоте температуры воздуха, в особенности приподнятых инверсий и скорости ветра.

Сначала необходимо остановиться на влиянии температурного градиента на начальный подъем примеси. В п. 3.3 дана общая постановка этой задачи при наличии сносящего потока. В некоторых случаях достаточно получить решение при более простом подходе к учету данного эффекта, как это сделано в работе Берлянда (1966а). В п. 3.2 приведены приближенные формулы (3.20) и (3.23) для оценки убывания вертикальной скорости движения в струе с расстоянием от источника при различной стратификации. Из рассмотрения данных формул нетрудно видеть, что, несмотря на известное сходство во внешнем виде формул для случаев разных знаков градиента темпера-

туры $\frac{dT}{dz}$, характер зависимости параметров струи от $\frac{dT}{dz}$ в обоих случаях существенно разный. Основное различие состоит в том, что при $\frac{dT}{dz} > 0$ на высоте $z=z_n$, когда $f_1 R^2 + E_1 = \pi$,

согласно (3.20) $w_m = 0$. В данном случае подъем струи прекращается, достигнув некоторого потолка. Из решения уравнений, рассмотренных в п. 3.3, также следует, что при инверсии температуры может наблюдаться волнообразный подъем струи. Это сравнительно тонкий эффект, поскольку амплитуда таких колебаний сравнима с шириной струи, но он отмечался Брингфеллом (1969) по наблюдениям в естественных условиях.

Соответствующее значение $R=R_n$ определяется по формуле $R_n^2 = \frac{1}{f_1}(\pi - E_1)$. Подставив это значение R_n в (3.22) при постоянном k , получим

$$z_n = I_E \sqrt{\frac{A_1}{k \frac{dT}{dz}}}, \quad (4.22)$$

где

$$I_E = \frac{1}{2\sqrt{3}} \int_{\varphi_1}^{\pi} \sqrt{\frac{\sin t}{t - E_1}} dt, \quad \varphi_1 = E_1 + f_1 R^2. \quad (4.23)$$

Значения I_E для различных E_1 , которые практически находятся в пределах от $-0,01$ до $+0,1$, сравнительно мало изменяются и $I_E \approx 0,6$.

В определении уровня z_n имеются погрешности, ибо при затухания скорости до нуля температура струи неограниченно

понижается. Это, очевидно, связано с тем, что при постановке задачи не учитывается вертикальный обмен и некоторые другие факторы, влияние которых может сказаться у границ распространения струи; имеются пределы применения у выбранных выражений для $f(\eta)$ (см. (3.5)) и т. п. Поэтому вывод о наличии потолка следует рассматривать как приближенный.

Аналогичные выводы содержатся также в работах Мортон (1959), Пристли и Болла (1956) и др., причем в них предлагалось еще определить уровень z_T , где $\phi_m = 0$. Из выражения (3.21) для ϕ_m нетрудно видеть, что z_T соответствует $f_1 R^2 + E_1 = \frac{\pi}{2}$. В общем случае $z_T < z_n$. Согласно Пристли и Боллу, $z_T \approx 0,7 z_n$.

При $\frac{dT}{dz} < 0$, как следует из (3.23), потолка не существует.

Заметим также, что, согласно (4.22), $z_n \sim \left(\frac{dT}{dz}\right)^{\frac{1}{2}}$. Бригс (1969) получил близкие результаты для максимального подъема z_n при инверсии: $z_n \sim \left(\frac{dT}{dz}\right)^{-\frac{3}{8}}$. Таким образом, в случае инверсионных условий на уровне z_n скорость w_m обращается в нуль. Понятно, что при данных условиях эффективная высота должна быть не больше z_n . Различия между z_n и ΔH существенно зависят от скорости ветра u . Однако в тех случаях, когда величина z_n мала, а высота трубы достаточно большая, абсолютные различия между z_n и ΔH не должны играть значительной роли при оценке наземной концентрации от высотного источника. Поэтому представляет интерес исследовать случаи, когда z_n мало. Очевидно, для этих случаев не имеют практического значения различия между величинами высот z_n и z_T , определенными по убыванию до нуля вертикальной скорости w_m и разности температур ϕ_m . Для того чтобы выяснить условия, когда z_n невелико, приведем результаты расчетов для двух характерных примеров, приняв в обоих случаях величину инверсионного градиента $\frac{dT}{dz} = 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/м}$ и $k = 1 \div 5 \text{ м}^2/\text{с}$. В пер-

вом примере рассмотрим мощный тепловой источник типа трубы тепловой электростанции, положив $w_0 \approx 10 \div 20 \text{ м/с}$, $R_0 = 2 \div 3 \text{ м}$, $\Delta T = 100^\circ \text{C}$. Второй пример относится к условиям, характерным для ряда химических предприятий, при $w_0 \sim 10 \text{ м/с}$, $R_0 = 0,5 \text{ м}$, $\Delta T = 20^\circ \text{C}$.

Нетрудно видеть, что в обоих случаях выражение (3.14) для A_1 упрощается

$$A_1 = \sqrt{(w_0 \Delta T R_0^2)^2 + \frac{T_a}{g} \frac{dT_a}{dz} (w_0 R_0)^4} \approx w_0 \Delta T R_0^2, \quad (4.24)$$

а на основании (4.22) и (4.23)

$$z_n \approx 0,61 \sqrt{\frac{w_0 \Delta T R_0^2}{k \frac{dT}{dz}}}. \quad (4.25)$$

Для мощных тепловых источников $z_n = 200 \div 800 \text{ м}$. Для сравнительно холодных выбросов из труб небольшого диаметра $z_n = 20 \div 40 \text{ м}$. Очевидно, при трубах высотой более 50—100 м уточнение z_n за счет влияния скорости ветра не должно играть значительной роли. Приблизленно эффективный подъем можно определить по z_n . Из формулы (4.25) следует, что, чем меньше мощность теплового источника, т. е. чем меньше количество тепла в объеме воздуха, поступающего из трубы (это количество пропорционально $w_0 \Delta T R_0^2$), тем меньше высота z_n . Значение z_n уменьшается также с увеличением инверсионного градиента температуры $\frac{dT}{dz}$. Зависимость z_n от $\frac{dT}{dz}$ имеет сложный характер, ибо от $\frac{dT}{dz}$ зависит также и коэффициент обмена k . Можно полагать, что при данной тепловой мощности источника z_n достигает минимального значения при некоторых не слишком глубоких инверсиях, когда $k \frac{dT}{dz}$ не очень мало (в слоях изотропной турбулентности $k \frac{dT}{dz}$ пропорционально турбулентному потоку тепла).

Понятно, что на основании сказанного выше полученные результаты относительно z_n следует рассматривать как весьма приближенные. Вместе с тем для случаев, когда z_n мало, даже при значительных погрешностях в определении z_n представляется убедительным основной вывод о том, что начальный подъем примеси из труб будет ограничен небольшими высотами независимо от величины скорости ветра.

Относительно влияния температурного градиента при неустойчивой атмосфере заметим, что, согласно полученным формулам, это влияние на вертикальную скорость движения, а отсюда и на начальный подъем примеси определяется в основном через величину A_1 . На основании же проведенных выше расчетов, охватывающих широкий диапазон практически

интересующих условий, значение A_1 , по существу, мало зависит от $\left| \frac{dT}{dz} \right|$. Это позволяет сделать заключение о том, что изменение скорости вертикального движения и начальный подъем примеси при неустойчивом состоянии атмосферы также слабо зависят от величины температурного градиента.

Заметим, что формула (3.37) была установлена для условия равновесной и неустойчивой стратификации, при которых можно было ожидать наибольших значений приземных концентраций.

Из сделанных сейчас выводов следует, что влияние температурного градиента невелико, и это позволяет более широко использовать формулу (3.37).

4.9. Сочетание приподнятой инверсии и штиля. Соответствующая опасной скорости ветра u_m максимальная концентрация c_m обратно пропорциональна u_m . Однако наибольшие значения концентрации достигаются обычно не при очень малых значениях скорости ветра, при которых резко увеличивается эффективная высота источника. По используемым в настоящее время формулам для определения ΔH , в частности (3.37), с уменьшением u до нуля ΔH неограниченно возрастает. Вместе с тем из полученных в п. 4.8 результатов следует, что при инверсионных условиях может существовать некоторый потолок для начального подъема примеси. Если потолок располагается сравнительно низко над трубой, то при слабых ветрах концентрации примеси должны значительно возрастать даже при учете результатов п. 4.3 относительно ограниченности такого возрастания. Следовательно, при наличии инверсии над трубой и сильном ослаблении ветра в приземном слое могут создаваться весьма опасные условия, что позволяет объяснить случаи особо больших концентраций. Такие случаи следует весьма тщательно исследовать при анализе условий загрязнения атмосферного воздуха промышленными выбросами.

5

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ ТУМАНЫ И СМОГИ

5.1. Особенности распространения несохраняющейся примеси. В процессе атмосферной диффузии могут участвовать примеси, не сохраняющиеся со временем. Так, некоторые продукты промышленных выбросов вступают в химические реакции между собой или с газами, содержащимися в воздухе. В результате они преобразуются в другие вещества и только часть их остается в неизменном виде.

Важное значение имеет исследование турбулентной диффузии радиоактивных веществ, которым присущ постоянный распад. При этом выделяются долгоживущие и короткоживущие изотопы.

Изменение концентрации примеси q в процессе ее распада обычно пропорционально самой концентрации, и если примесь распределена равномерно в пространстве, то зависимость q от времени описывается простейшим уравнением

$$\frac{dq}{dt} = -\alpha q$$

или после интегрирования его соотношением $q = q_0 e^{-\alpha t}$. Здесь коэффициент пропорциональности α характеризует интенсивность распада примеси. Наряду с параметром α вводят еще период полураспада T^* , в течение которого концентрация q убывает в 2 раза по сравнению с ее начальным значением q_0 . Величины α и T^* связаны соотношением $\alpha = \frac{\ln 2}{T^*}$.

Учет несохранения примесей в процессе атмосферной диффузии, когда они распределяются неравномерно, производится с помощью члена αq в исходном уравнении (1.2).

Если исследуется перенос долгоживущих продуктов с большими временами полураспада T^* и малыми α , то обычно можно

полагать, что он эквивалентен переносу сохраняющихся примесей. Это позволяет пренебречь в (1.2) членом αq и воспользоваться полученными выше решениями задачи.

Выбросы короткоживущих радиоактивных веществ с малыми T^* часто могут представлять большую опасность для населения вблизи источника. Обычно принимаются специальные меры для задержки поступления их в атмосферу и тем самым обеспечивается «старение» таких веществ. Поэтому случаи с малыми T^* встречаются редко (Метеорология и атомная энергия, 1959). Практический интерес представляют примеси с периодами полураспада, сравнимыми с временем переноса их от источника.

Наличие члена αq в правой части (1.2) существенно осложняет получение аналитического решения даже в сравнительно простых случаях, рассмотренных выше. Только в предположении, что скорость ветра u постоянна по высоте, следует, что

$$q_\alpha = q(x, y, z) e^{-\alpha \frac{x}{u}}, \quad (5.1)$$

где q_α и q — решения (1.2) при $\alpha \neq 0$ и $\alpha = 0$.

Для реальных условий, при которых скорость ветра всегда изменяется с высотой, решение (1.2) может быть получено только численно. При этом на основании (1.26), (1.27) и (1.32) нужно перейти от решения q_α для точечного источника к решению q'_α для линейного источника:

$$u \frac{\partial q'_\alpha}{\partial x} + w \frac{\partial q'_\alpha}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q'_\alpha}{\partial z} - \alpha q'_\alpha. \quad (5.2)$$

В работах Берлянда и др. (1965а, б) проводилось численно исследование задачи при модели (1.18) для u и k_z . Оно относится к величинам $T^* = 300 \div 1800$ с, $H = 100 \div 300$ м и $w = 0 \div 25$ см/с. Оказалось, что между q_α и q можно установить простое соотношение типа (5.1). Действительно, по данным вычислений, зависимость величины $\ln \frac{q_\alpha}{q}$ от расстояния до источника x близка к линейной функции. Это позволяет приближенно воспользоваться выражением (5.1) и для случая переменной по высоте скорости ветра, приняв за u значение скорости ветра u_H на уровне источника. Однако такое решение дает несколько завышенные результаты. Например, для случая $H = 300$ м, $T^* = 600$ с и $w = 25$ см/с вычисленное с помощью (5.1) значение концентрации q_α завышено примерно на 10%. Для более строгого анализа процессов диффузии распадающихся веществ следует численно решать уравнение (5.2) при $\alpha \neq 0$.

Аналогично изложенному в предыдущих параграфах из условия $\frac{\partial q_\alpha}{\partial x} = 0$ можно установить максимум концентрации $q_{m\alpha}$ и расстояние $x_{m\alpha}$, на котором оно достигается. Согласно (5.1), на расстоянии $x_{m\alpha}$ величина $\frac{\partial q}{\partial x} = -\frac{\alpha q_\alpha}{u}$, т. е. $\frac{\partial q}{\partial x} > 0$. Для сохраняющейся примеси концентрация принимает максимальное значение на большем расстоянии x_m , где $\frac{\partial q}{\partial x} = 0$. Таким образом, в результате распада примеси уменьшается не только концентрация, но и расстояние, где достигается ее максимум.

При исследовании диффузии несохраняющейся примеси иногда следует учитывать также, что со временем может изменяться и ее расход M . Например, в «Метеорологии и атомной энергии» (1959) указывается, что мощность источника M для смеси короткоживущих веществ в так называемый период разгона атомного реактора нужно умножить на коэффициент $\left(\frac{t_1}{t}\right)^{0.5}$, а для смеси относительно долгоживущих продуктов деления, характерной для выбросов реактора, работающего в течение продолжительного времени, — на $\left(\frac{t_1}{t}\right)^{0.2}$. Здесь t — время, прошедшее с момента завершения ядерной реакции, явившейся причиной образования данной смеси, до момента переноса примеси в точку, где определяется концентрация; $t = \frac{x}{u}$ для точки на расстоянии x при заданном u на высоте источника; t_1 — время, прошедшее с момента завершения реакции до момента определения мощности источника M . Учет указанных зависимостей выброса от времени в общем случае может быть выполнен параметрически при рассмотрении процесса турбулентной диффузии как квазиустановившегося, а времени как параметра задачи.

5.2. Взаимодействие примесей с водяными каплями. Атмосферные примеси преобразуются в процессе взаимодействия их с водяными каплями туманов, облаков, осадков. Туманы, особенно большой интенсивности и продолжительности, относятся к аномальным условиям погоды, вызывающим опасное загрязнение воздуха. Характер диффузии примесей при туманах изучен мало. Имеющийся весьма небольшой опытный материал недостаточно систематизирован и проанализирован, что отчасти вызвано трудностями отбора для сопоставления случаев с туманами и без туманов при прочих аналогичных погодных условиях.

Влияние туманов на содержание примесей в воздухе носит сложный характер. При туманах нередко наблюдаются специфические условия распределения метеорологических элементов, способствующие увеличению концентрации примесей у земли.

Примеси частично поглощаются водяными каплями, при растворении иногда образуются новые более вредные вещества. При повышенном содержании гигроскопических частиц существенно ухудшается видимость, поскольку конденсация влаги начинается при относительной влажности воздуха, меньшей 100%, а также изменяются микрофизические характеристики тумана (увеличивается число капель за счет уменьшения их размеров). Осаждение влаги на аэрозолях увеличивает их размеры и скорость гравитационного смещения к земной поверхности. В последние годы отмечается возможность образования в городах при низких температурах так называемых ледяных туманов в результате автомобильных выбросов (Зингер, 1970).

Ввиду сложности протекающих процессов приобретает особую важность развитие теории загрязнения атмосферы при туманах.

Атмосферная диффузия при тумане исследуется на основе численного интегрирования уравнения (1.2) с учетом последнего члена αq , который характеризует сток примеси вследствие поглощения ее каплями тумана (вне тумана принимается $\alpha = 0$). Этот член может быть в общем виде определен из соотношения

$$\alpha q = \int_0^{\infty} P(r) N(r) dr, \quad (5.3)$$

где $P(r)$ — количество примеси, поглощаемое каплями тумана радиуса r в единицу времени, а $N(r)$ — функция распределения капель по размерам.

Согласно Хргиану и Мазину (1962),

$$N(r) = \bar{a} r^2 e^{-\bar{b}r}, \quad \bar{a} = \frac{\left(\frac{5}{2}\right)^5 \Delta}{\pi \rho_v r_m^6}, \quad \bar{b} = \frac{5}{r_m}.$$

Здесь Δ — водность тумана, r_m — радиус капель, соответствующий максимуму функции распределения, $\rho_v = 1 \text{ г/см}^3$ — плотность воды.

Полагая, что газовые примеси полностью поглощаются на поверхности капель, и пренебрегая влиянием движения капель, получим

$$P(r) = 4\pi \nu q r \quad \text{и} \quad \alpha = 0,6 \nu \frac{\Delta}{\rho_v r_m^2}, \quad (5.4)$$

где ν — коэффициент молекулярной диффузии для воздуха.

Учет движения капель, как показали Клино и Оникула (1968), не играет существенной роли. Значение коэффициента α для капель тумана исследовалось в работах Зимина (1961), Гисиной (1964) и др.

Для количественной оценки влияния тумана необходимо, следовательно, знать радиус капель r_m и величину водности Δ , а также распределение этих характеристик в пространстве. Кроме того, в тумане обычно происходит перестройка профилей температуры и коэффициента обмена. Эти характеристики на основании данных наблюдений изучались мало. Для их определения требуется развитие теории образования тумана. Такая теория была развита для речных туманов, которые возникают часто в холодное время года в районах незамерзших рек и водоемов, и для наиболее часто встречающихся радиационных туманов.

5.3. Речные туманы. В работе Берлянда и Оникула (1968) теория речных туманов строится на основании численного решения системы уравнений тепло- и влагообмена в установившемся потоке воздуха, перемещающегося над рекой или водоемом и их берегами. При этом холодный воздух, не насыщенный влагой, натекает на более теплую незамерзшую поверхность реки, после чего смещается над покрытой снегом поверхностью подветренного берега.

Горизонтальные расстояния, которые рассматриваются в данной задаче, таковы, что время, необходимое для их прохождения воздушным потоком, обычно значительно меньше времени развития и существования речных туманов. Поэтому в соответствии с результатами Берлянда (1956) можно ограничиться рассмотрением установившегося процесса трансформации свойств воздушной массы и осуществлять учет времени параметрически, в зависимости от изменений начальных значений температуры и влажности на наветренном берегу. Тогда исходная система уравнений и граничных условий записывается в следующем виде:

над рекой ($x' > 0$)

$$u \frac{\partial T'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z' \frac{\partial T'}{\partial z}, \quad u \frac{\partial Q'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z' \frac{\partial Q'}{\partial z}, \quad (5.5)$$

$$T' = T^0, \quad Q' = Q^0 \quad \text{при} \quad x' = 0,$$

$$T' = T'_0 = \text{const}, \quad Q' = Q_m(T'_0) \quad \text{при} \quad z = 0;$$

над подветренным берегом ($x > 0$)

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial T}{\partial z}, \quad u \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial Q}{\partial z},$$

$$T = T', \quad Q = Q' \quad \text{при} \quad x = 0,$$

$$-\rho_c p k_z \frac{\partial T}{\partial z} - L' \rho k_z \frac{\partial Q}{\partial z} = R, \quad Q = Q_m(T) \quad \text{при} \quad z = 0.$$

Кроме того, задается условие ограниченности искомых функций на бесконечности.

Здесь T — температура воздуха, Q — удельная влажность воздуха, k_z — коэффициент турбулентного обмена, индексы (') и (°) обозначают, что рассматриваются температура, удельная влажность и коэффициент обмена соответственно над рекой и на кромке наветренного берега, аналогичные величины без индекса относятся к подветренному берегу; u — скорость ветра, $Q_m(T'_0)$ и $Q_{ml}(T_0)$ — соответственно насыщающая влажность при температуре поверхности воды T'_0 и насыщающая влажность по отношению к гладкой поверхности льда при температуре поверхности снега на подветренном берегу T_0 , ρ — плотность воздуха, c_p — теплоемкость воздуха, L' — удельная теплота испарения снега, R — радиационный баланс подстилающей поверхности подветренного берега. На наветренном берегу коэффициенты турбулентного обмена обычно невелики. Над рекой создаются весьма большие сверхadiaбатические градиенты температуры, вследствие чего возрастает интенсивность турбулентного обмена. Однако такое усиление турбулентности будет отмечаться только в некотором слое вблизи подстилающей поверхности, а выше коэффициент турбулентного обмена остается близким по своим значениям к величинам коэффициента обмена над берегом на тех же высотах.

При решении нашей задачи принимается, что для скорости ветра и коэффициента обмена на наветренном берегу выполняется соотношение (1.18). Для учета изменения стратификации над рекой учитывается зависимость коэффициента турбулентного обмена от числа Ричардсона Ri . Можно показать, что Ri сначала растет, достигает максимума на некоторой высоте, а далее убывает до значений, характерных для этого числа в набегающем потоке. Предполагается, что вблизи водной поверхности коэффициент обмена k_z растет пропорционально Ri , что, как показывают выполненные оценки, соответствует практически линейному возрастанию k_z с z . Влияние устойчивости на коэффициент турбулентного обмена k_z учитывается с помощью соотношения типа (1.13), в котором Ri — среднее значение числа Ричардсона по слою возмущения, при этом k_z растет с высотой примерно до уровня, где число Ричардсона достигает максимума, а выше убывает до значений k_z^0 в набегающем потоке. Приблизительно принимается, что скорость этого убывания пропорциональна скорости убывания числа Ричардсона.

По полученным значениям температуры T и влажности Q над рекой и подветренным берегом определяется область, занятая туманом, в которой насыщающее значение влажности больше насыщающего по отношению ко льду значения влажности при температуре T , т. е. $Q > Q_{ml}(T)$. Водность тумана Δ внутри этой области рассчитывается как разность Q и $Q_{ml}(T)$.

Решение задачи выполняется численно с использованием метода прогонки аналогично тому, как это сделано в п. 1.9. Были проведены расчеты для широкого диапазона возможных метеорологических условий. Они показали, что интенсивность речных туманов, их вертикальная и горизонтальная протяженность существенно зависят от ширины реки, расстояния от

кромки подветренного берега, скорости ветра, контраста температур между набегающим потоком и водной поверхностью, относительной влажности и температуры набегающего потока и некоторых других факторов.

На рис. 5.1 а, б представлены результаты расчета коэффициента обмена над рекой и водности тумана для ширины реки 700 м, температуры водной поверхности 0°C , равновесно стратифицированного набегающего на реку потока воздуха, температура и относительная влажность которого соответственно

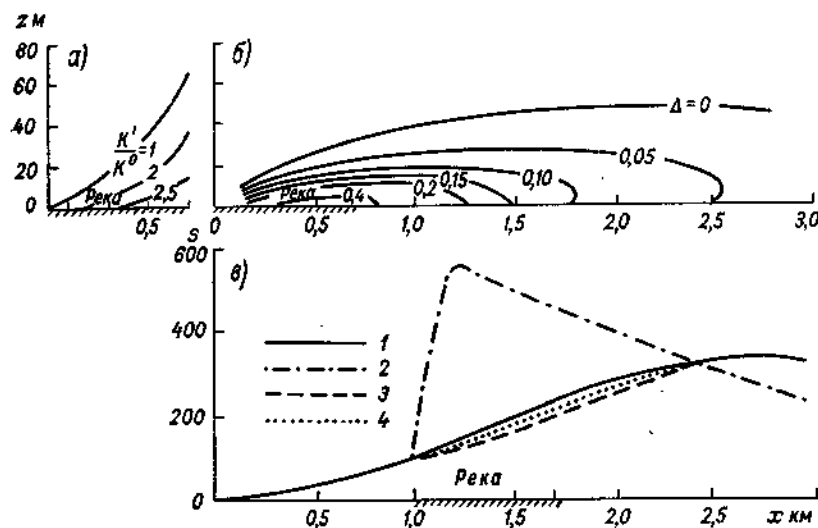


Рис. 5.1. Распределение коэффициента обмена k (а), водности Δ (б) и концентрации s (в) в речном тумане.

равны -20°C и 90% , скорости ветра на высоте 1 м $u_1 = 0,5$ м/с. Коэффициент обмена k_z^0 на наветренном берегу определяется по (1.18) при $h = 30$ м, $k_1 = 0,2$ м/с. На рис. 5.1 а проведены изолинии величины отношения коэффициента обмена над рекой k_z' к коэффициенту k_z^0 на той же высоте. Видно, что коэффициент обмена над рекой в некотором пограничном слое существенно возрастает. На рис. 5.1 б проведены изолинии водности тумана Δ г/м³ в зависимости от x и z .

5.4. Распространение примесей при наличии речных туманов. Полученные характеристики речного тумана использовались для численного решения уравнения турбулентной диффузии в соответствии с изложенной выше схемой (Берлянд и др., 1968а). Вычисления производились для разных высот источников и метеорологических условий. По различию в распределении

концентраций примеси в тумане и при его отсутствии оценивался эффект поглощения примеси каплями. Изучалось также действие усиления турбулентного обмена над рекой, поглощения примеси водной поверхностью реки и др.

Выяснилось, что для условий речных туманов характерно поглощение значительной части примеси каплями тумана над рекой и вблизи берега, где наблюдаются наибольшие значения водности тумана. На всех высотах в слое тумана почти отсутствует примесь в нерастворенном состоянии. На наветренном берегу с удалением от реки и уменьшением водности этот эффект ослабляется. При этом отмечается, что, в случае когда источник примеси располагается выше слоя тумана, ослабление концентрации отмечается не только внутри тумана, но и над ним. Это может быть объяснено тем, что вследствие интенсивного поглощения примеси в нижних слоях каплями тумана усиливается интенсивность диффузионного потока примеси, направленного сверху вниз.

В табл. 5.1 приведены результаты расчета концентрации газообразной примеси от источника высотой 80 м, расположенного на наветренном берегу на расстоянии 1 км от реки, для условий речного тумана, распределения водности и коэффициента обмена при котором представлено на рис. 5.1. Величина радиуса капель r_m , соответствующего максимуму функции распределения, была принята равной 2 мкм. В этой таблице приведены значения s , рассчитанные по (2.1) на высотах 2, 50 и 80 м над рекой на расстоянии 200 и 700 м от кромки наветренного берега и на подветренном берегу на расстоянии 500 и 1000 м от его кромки. Для каждой высоты в верхней строке приведены значения s , рассчитанные без учета поглощения примеси каплями тумана ($\alpha=0$), в нижней строке — с учетом этого фактора ($\alpha \neq 0$).

Таблица 5.1

Значения концентрации примеси в речном тумане

Высота, м	Расстояние от наветренного берега, м		Расстояние от подветренного берега, м	
	200	700	500	1000
2	140 7·10 ⁻²	230 10 ⁻⁸	300 3,4	330 11
50	790 56	640 53	550 51	480 50
80	1200 630	840 180	650 110	530 80

В тумане концентрация примеси в воздухе резко убывает за счет ее растворения в каплях. Хотя, как это видно из

рис. 5.1, уровни 50 и 80 м располагаются над туманом, и на этих уровнях концентрация существенно убывает. Следовательно, наличие тумана приводит к тому, что в его каплях концентрируется не только та примесь, которая бы находилась вблизи подстилающей поверхности при отсутствии тумана, но также значительная часть примеси из вышележащих и в данном случае наиболее загрязненных слоев. Таким образом, капли тумана как бы аккумулируют примесь из весьма протяженного слоя, что существенно увеличивает суммарное загрязнение воздуха вблизи подстилающей поверхности.

В связи с этим для слоя тумана удобно использовать понятие полной концентрации $q_n = q + q_t$, где q_t — концентрация примеси в каплях тумана, пересчитанная на единицу объема воздуха. Из приведенных выше данных следует, что в тумане полная концентрация примеси выше той, которая была бы здесь при отсутствии тумана и прочих равных условиях. Над туманом, наоборот, полная концентрация, равная концентрации примеси в воздухе, меньше концентрации, которая бы отмечалась здесь при отсутствии тумана.

Некоторые теоретические оценки в этом плане, выполненные в работах Гисиной (1964), в основном относятся к загрязнению приземного слоя воздуха при определенных условиях распределения интенсивности турбулентного обмена по вертикали.

Для исследования роли отдельных факторов на рис. 5.1 введены также кривые зависимости от расстояния концентрации s на высоте 2 м над подстилающей поверхностью для различных вариантов расчета при $\alpha=0$. В первом варианте (кривая 1) полагалось, что над рекой нет усиления турбулентности и поглощения примеси подстилающей поверхностью. Вторым вариантом (кривая 2) отличается от первого только тем, что учитывается поглощение примеси водной поверхностью реки. Из сопоставления этих кривых следует, что если над рекой и берегом одинакова интенсивность турбулентного обмена, то поглощение примеси водной поверхностью несколько уменьшает концентрацию примеси над рекой, но даже вблизи водной поверхности этот эффект невелик и уменьшение не превышает 30%. За рекой кривые 1 и 2 быстро сближаются. Кривая 3 рассчитана при учете возрастания коэффициента обмена над рекой, но при пренебрежении поглощением примеси каплями тумана и речной поверхностью. Сопоставление кривых 3 и 1 показывает, что если такое усиление коэффициента обмена, как над рекой, наблюдалось бы над сушей, то максимальная концентрация примеси увеличилась бы примерно в 2 раза, а расстояние, на котором наблюдается максимальная концентрация, приблизилось бы к источнику. Однако, как показывает кривая 4, при

расчете которой дополнительно учитывалось действие поглощения примеси речной поверхностью, этого не наблюдается из-за компенсации усиления турбулентного обмена увеличивающимся поглощением примеси на подстилающей поверхности.

5.5. Радиационные туманы. Теоретические исследования радиационных туманов начались примерно 20—30 лет тому назад главным образом в связи с разработкой методов их прогноза.

Туманы практически наступают при условиях, когда температура приземного слоя воздуха понижается до точки росы, т. е. при относительной влажности 100%. Прогноз радиационного тумана в ряде работ поэтому сводился к предсказанию ночного понижения температуры воздуха при предположении, что удельная влажность, а следовательно, и точка росы в течение ночи изменяется сравнительно мало. Такой подход, однако, ограничивал возможности выяснения некоторых особенностей развития тумана, прежде всего перестройки поля длинноволнового излучения и связанного с ним изменения температурной стратификации после образования тумана.

Оценки радиационных свойств облаков показали, что облачные слои толщиной примерно 100 м почти полностью поглощают тепловое излучение и могут приближенно рассматриваться как черное тело. Очевидно, что данный вывод может быть отнесен и к достаточно плотным туманам, которые нередко достигают высоты более 100 м и часто характеризуются значениями водности, большими, чем в облаках, вследствие больших температур в приземном слое воздуха. Следовательно, эффективное излучение подстилающей поверхности при наличии тумана уменьшается. В последнее время в связи с исследованием влияния тумана на атмосферную диффузию данная задача рассматривалась в работе Берлянда и Канчана (1973). Исходные уравнения для этой задачи записываются в форме:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial T}{\partial z} + \varepsilon_p + \varepsilon_k, \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial Q'}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial Q'}{\partial z}, \quad (5.7)$$

$$\frac{\partial T_n}{\partial t} = k_n \frac{\partial^2 T_n}{\partial z^2}. \quad (5.8)$$

Здесь T — температура воздуха, $Q' = Q + \Delta$ — суммарное влаго-содержание, Q — удельная влажность воздуха, T_n — температура почвы, k_n — коэффициент температуропроводности почвы, ε_p и ε_k — притоки тепла за счет поглощения радиации и конденсации водяного пара. Вертикальное распределение k_z принимается в соответствии с (1.18).

До возникновения тумана $Q' = Q$. Туман образуется при условии, что водяной пар в воздухе достигает насыщения, т. е. $Q' = Q_m(T)$. В соответствии с формулой Магнуса

$$Q_m(T) = \tilde{a} e^{\gamma T}. \quad (5.9)$$

Здесь $\gamma = \frac{17}{235 + T}$, а $\tilde{a} = 4,58 \text{ г/м}^3$, если Q выражено в г/м^3 .

После начала конденсации $Q' = Q_m(T) + \Delta$, поэтому $\Delta = Q' - Q_m(T)$; $\varepsilon_k = \frac{L' \frac{\partial \Delta}{\partial t}}{c_p \rho}$, где L' — теплота конденсации.

В качестве граничных условий принимается, что на подстилающей поверхности температуры воздуха и почвы равны между собой, а также выполняется условие теплового баланса, т. е. при $z=0$

$$T = T_n, \\ -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda_n \frac{\partial T_n}{\partial z} - \frac{L' \lambda}{c_p \rho} \frac{\partial Q}{\partial z} = E_0,$$

где λ и λ_n — коэффициенты молекулярной теплопроводности воздуха и почвы, E_0 — эффективное излучение подстилающей поверхности.

В качестве граничного условия на подстилающей поверхности принимается также, что в процессе образования тумана величина Q' не изменяется со временем. Это условие легче может быть проверено на опытном материале (Морачевский и др., 1971), чем допущение Здунковского и Нильсона (1969), согласно которому величина Q' сохраняется со временем во всем слое атмосферы. Кроме того, полагается, что влажность и температура на большой высоте и температура почвы на значительной глубине практически не изменяются со временем. Для начального момента времени ($t=0$) задается вертикальное распределение температуры T , T_n и влажности воздуха Q . Согласно Кондратьеву (1965), весь спектр длинноволновой радиации можно разбить на n групп таким образом, что для каждой из них значение коэффициента поглощения α_n будет приближенно постоянным. Излучение в i -той группе соответствует p_i -той части от излучения абсолютно черного тела $U = \sigma(273 + T)^4$, где σ — постоянная Стефана—Больцмана. При этом $\sum_{i=1}^n p_i = 1$. Величина ε_p в (5.6) определяется соотношением

$$\varepsilon_p = \frac{\partial}{\partial z} \sum_{i=1}^n (B_i - A_i), \quad (5.10)$$

где A_i и B_i — потоки длинноволнового излучения в i -том спектральном интервале, соответственно направленные сверху вниз

и снизу вверх и удовлетворяющие уравнениям переноса радиации в атмосфере:

$$\frac{dA_i}{dz} = \alpha_i \rho' (p_i U - A_i); \quad \frac{dB_i}{dz} = \alpha_i \rho' (B_i - p_i U). \quad (5.11)$$

Здесь α_i — коэффициент поглощения в данном интервале спектра, ρ' — плотность поглощающих субстанций. При этом ставятся следующие граничные условия. При $z=0$ $B_i = \delta^* p_i U - (1 - \delta^*) A_i$. При $z=\infty$ $A_i = 0$. Величина δ^* характеризует отличие излучения земной поверхности от излучения абсолютно черного тела (коэффициент «серости»).

Эффективное излучение подстилающей поверхности E_0 определяется по формуле

$$E_0 = \sum_{i=1}^n (B_i - A_i) |_{z=0}.$$

Задача существенно упрощается в результате использования развитой в работах Берлянда (1952, 1956) модели для расчета снижения эффективного излучения под дымовой завесой, которая учитывает избирательный характер поглощения длинноволновой радиации при безоблачном небе. Для нее практически «прозрачен» сравнительно узкий спектральный интервал (примерно 8—12 мкм), а в остальной части спектра поглощение весьма значительно. Следует иметь в виду, что противоизлучение атмосферы определяется распределением водяного пара и CO_2 по всей толще воздуха, и в «непрозрачных» участках спектра излучение земли почти полностью поглощается в атмосфере. Поэтому добавление в приземном слое водяного пара или других веществ, хорошо поглощающих радиацию в этих интервалах спектра, не может существенно изменить величину эффективного излучения E_0 . Наоборот, добавление атмосферных примесей, в частности водяных капель, с большим коэффициентом ослабления радиации в «прозрачном» интервале может значительно уменьшить E_0 . Следовательно, можно ограничиться рассмотрением ослабления длинноволновой радиации каплями воды в интервале, прозрачном для атмосферы без тумана.

С этой целью условно полагается, что эффективное излучение земли является результатом излучения только в этом прозрачном участке спектра, тогда как в других диапазонах длин волн излучение равно нулю. Для такого прозрачного интервала

введенный выше коэффициент $p_i = \tilde{p}$ находится из соотношения $\tilde{p} = \frac{E_0}{U}$, а для определения E_0 достаточно воспользоваться уже

известными формулами М. Берлянда и Т. Берлянд (1952), которые были получены в результате решения системы уравнений

радиационного переноса (5.11) при отсутствии тумана и нашли подтверждение на опытном материале. Тогда $\tilde{p} = 0,39 - 0,05 \sqrt{Q'}$, где Q' в г/м³. Радиационные потоки $A_i = A$, $B_i = B$ при определении E_0 следует также отнести к условно прозрачному интервалу спектра. Кроме того, граничное условие для A при $z=\infty$ может быть записано на верхней границе тумана. В (5.11) под α_i понимается коэффициент поглощения для жидкой воды. При этом учитывается, что по существующим оценкам эффект поглощения радиации превышает влияние рассеивания ее водяными каплями для рассматриваемого интервала спектра. Радиационный приток тепла ϵ_p в соответствии с (5.10) определяется из соотношения

$$\epsilon_p = \alpha \Delta (A + B - 2pU).$$

Входящие в правую часть уравнения (5.6) притоки тепла за счет излучения ϵ_p и конденсации ϵ_k имеют разные знаки. В работе Берлянда (1956) показано, что в первом приближении можно пренебречь суммой этих слагаемых и воспользоваться одинаковыми дифференциальными уравнениями для описания процессов, протекающих как до образования туманов, так и после их возникновения. Следовательно, когда исходные уравнения (5.6) — (5.8) не учитывают члена, описывающего лучистый теплообмен, можно не учитывать и теплоту конденсации, но принимать во внимание только один из них нельзя.

$$\epsilon_k = \frac{L' \frac{\partial \Delta}{\partial t}}{c_p \rho}$$

Величину ϵ_k можно определить непосредственно из уравнения (5.6), учитывая, что $Q' = Q + \Delta$ и что в тумане $Q = Q_m(T)$. Если перейти далее от $\frac{\partial Q_m}{\partial t}$ и $\frac{\partial Q_m}{\partial z}$ к $\frac{\partial Q_m}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}$ и $\frac{\partial Q_m}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z}$, то с учетом (5.6) получим

$$\epsilon_k = \frac{-\epsilon_p \frac{\partial Q_m}{\partial T} + k_z \frac{\partial^2 Q_m}{\partial T^2} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2}{\frac{c_p \rho}{L'} + \frac{\partial Q_m}{\partial T}}. \quad (5.12)$$

Второй член в числителе (5.12) мал и $\epsilon_k \sim \epsilon_p$. Оценки показывают, что $\epsilon_k \approx -\frac{1}{2} \epsilon_p$. Отсюда можно также заключить, что при сохранении в (5.6) члена ϵ_p необходимо учитывать и член ϵ_k . Сходные подходы к построению теории радиационных туманов развивались в работах Лушева и Матвеева (1967) и Здунковского и Нильсена (1969).

5.6. Расчет влажности, температуры и распределение примеси в радиационном тумане. Решение сформулированной задачи

выполняется численно с помощью метода прогонки, модифицированного применительно к двухслойной среде атмосфера—почва.

На рис. 5.2 представлен пример расчета для безоблачной ночи в октябре. При расчете полагалось, что широта $\varphi=60^\circ$.

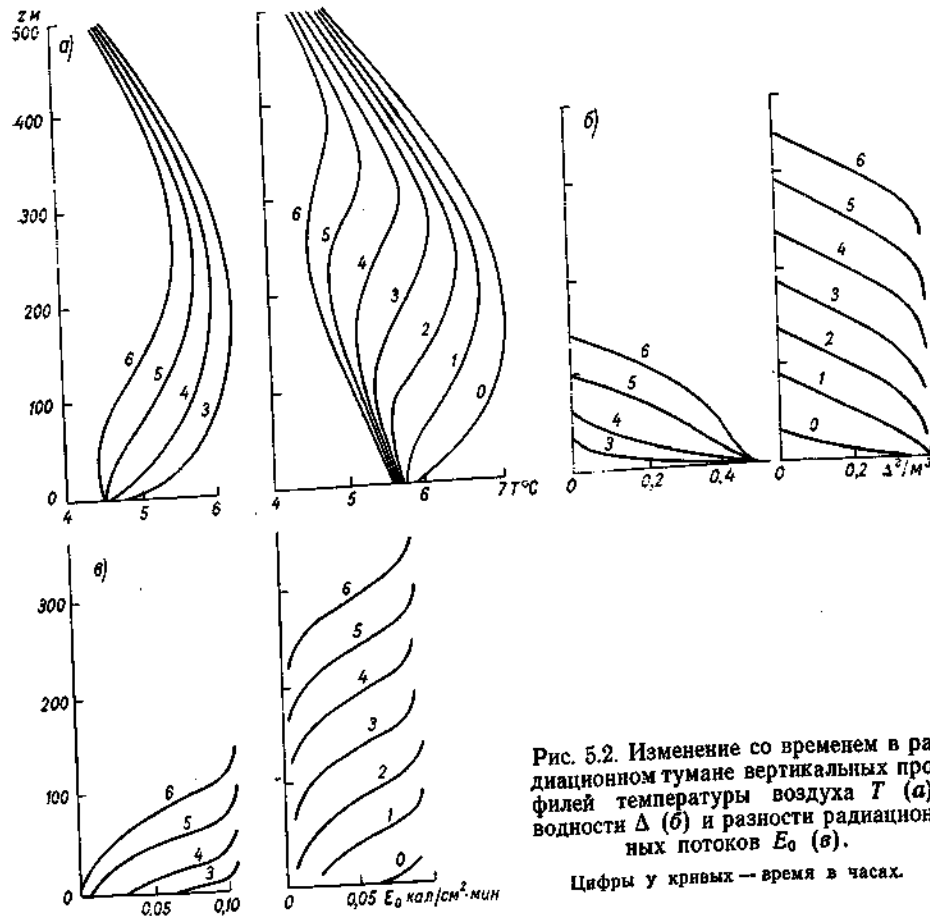


Рис. 5.2. Изменение со временем в радиационном тумане вертикальных профилей температуры воздуха T (а), влажности Δ (б) и разности радиационных потоков E_0 (в).

Цифры у кривых — время в часах.

$T_0=10^\circ\text{C}$, $k_1=0,05$ м/с, $h=30$ м, $k_n=0,5 \cdot 10^{-3}$ м²/с. Рассматривались два варианта начальной относительной влажности воздуха F^0 , равной 85 и 92%. Принималось, что $\alpha=0,1$ м²/г (см., например, Берлянд, 1956). За начальный момент ($t=0$) взято например, Берлянд, 1956). За начальный момент ($t=0$) взято время 18 часов. При $F^0=85\%$ (левые части рис. 5.2 а, б и в) к 2 часам начинается образование тумана, поскольку температура воздуха на высоте 2 м к этому моменту времени понизилась на $4,7^\circ\text{C}$ и достигла точки росы. К этому времени ин-

версионный слой распространялся примерно до высоты 120 м. В первые часы после образования тумана интенсивность и высота инверсий продолжают увеличиваться, но слабее, чем раньше. Постепенно происходит перестройка вертикального профиля температуры и к $t=12$ ч, т. е. к 6 часам, в слое примерно от 60 до 250 м отмечается приподнятая инверсия, а ниже его — практически изотермия. При $F^0=92\%$ туман возникает почти сразу и через два часа его вертикальная протяженность составляет 80 м при влажности $0,42$ г/м³. С высотой влажность быстро уменьшается. К 6 часам примерно до 60 м значение Δ остается постоянным, и лишь выше оно сравнительно резко уменьшается. При этом нужно отметить, что максимальное приземное значение влажности практически мало изменяется со временем. В начале образования тумана радиационный поток E почти не изменяется с высотой и равен E_0 . Через некоторое время значение E_0 значительно снижается и становится пренебрежимо малым, а максимальное значение E (несколько меньшее E_0) смещается на более высокие уровни.

В правых частях рис. 5.2 представлены аналогичные результаты расчета для второго случая, когда удельная и относительная влажность воздуха при $t=0$ выше, чем в первом случае. И здесь инверсия температуры в приземном слое воздуха после образования тумана сменяется изотермией, а затем и некоторым падением температуры с высотой. В вертикальном распределении влажности Δ и радиационного потока E в развитом тумане отчетливо проявляется тенденция к постоянству их по высоте до более высоких уровней.

Результаты расчетов находятся в соответствии с данными наблюдений. Так, измеренные значения влажности для радиационных туманов в приземном слое обычно составляют не более $0,5\text{--}0,8$ г/м³. Имеющиеся немногочисленные измерения позволяют сделать вывод о значительном уменьшении эффективного излучения земли при высоте тумана более $50\text{--}100$ м. Данные расчетов высот нижней границы приподнятой инверсии и слоя тумана согласуются с материалами наблюдений (Прох, 1966; Воронцов, 1960а, и др.).

Аналогичные расчеты были проведены для случаев, когда в приведенной выше схеме не принимались во внимание притоки тепла ϵ_p и ϵ_k . Оказалось, что при $\epsilon_p+\epsilon_k=0$, т. е. при расчете тумана, как это делалось в более ранних работах, высота тумана оказывается существенно ниже, чем при учете $\epsilon_p+\epsilon_k$. Включение в схему ϵ_p при $\epsilon_k=0$ ведет к значительному завышению высоты тумана. Последнее может быть объяснено тем, что ϵ_p и ϵ_k имеют разные знаки. Наличие в уравнении (5.6) члена с ϵ_p отражает радиационное выхолаживание слоя тумана, вследствие которого ночное понижение температуры

воздуха будет простираться до больших высот, чем в случаях, когда принимается во внимание только излучение подстилающей поверхности. Если в исходном уравнении, кроме ϵ_p , учесть и ϵ_k , то вследствие выделения теплоты конденсации, которое ослабляет ночное выхолаживание, по данным расчета, высота тумана снижается.

С учетом найденных характеристик радиационного тумана производилось интегрирование уравнения турбулентной диффузии.

Из расчетов следует, что уже на расстоянии 0,5 км от источника высотой 100 м практически вся газообразная примесь растворилась в каплях.

Поглощение примеси происходит в основном в верхнем слое тумана, и вблизи земли концентрация газообразной примеси близка к нулю. Аналогичное исследование по упрощенной схеме выполнялось ранее в работе Берлянда и др. (1968а). Расчеты показали, что в рассматриваемом случае уменьшение концентрации примеси отмечается на всех уровнях, причем очищается и слой приподнятой инверсии, в котором, как указывалось, на больших расстояниях от источника при отсутствии тумана сосредотачивается часть примеси. Это подтверждает сделанный в п. 5.3 для речных туманов вывод об «аккумуляции» туманом примесей из вышележащих слоев. Вследствие этого эффекта возрастает полная концентрация в воздухе и каплях на уровнях, расположенных в тумане, и убывает концентрация газообразной примеси над ним. Наличие тумана под инверсией приводит к тому, что примесь не проникает в инверсионный слой даже на больших расстояниях от источника и практически вся переходит в водяные капли, превращая их в раствор вредных веществ. В работе Берлянда и др. (1968а) описываются результаты расчетов для случая источника высотой 150 м, расположенного внутри инверсионного слоя на расстоянии 50 м от его нижней границы. К земле проникает лишь небольшое количество примеси, концентрации ее невелики и достигают максимума на больших расстояниях от источника. Наличие между источником и туманом слоя слабой турбулентности препятствует заметной аккумуляции примеси из вышележащих слоев, хотя, как и в рассмотренных выше случаях, большая часть попавшей в этот слой примеси растворяется в его каплях.

5.7. Смоги. Вредное действие дымовых и газовых примесей при туманах обнаруживается более остро, чем при других погодных условиях; наличие примесей в туманах дополнительно ухудшает видимость и т. п. Отмечается и обратный эффект, когда наличие дыма способствует конденсации атмосферной влаги. Таким образом, отмечается взаимно усиливающее действие дымов и туманов. Для характеристики дымо-туманного со-

стояния получил широкое распространение специальный термин «смог», составленный из начала и конца двух английских слов — смоук (дым) и фог (туман). Этот термин появился в начале XX века, но само явление смога отмечалось еще раньше и известно около 100 лет. С наличием туманов и их разновидностей — смогов связывают ряд периодов с массовой заболеваемостью и повышенной смертностью, сначала отмеченных в Лондоне, а затем в ряде крупных городов и промышленных районов Англии, США, Бельгии, Японии и др. (см. п. 11.7).

Смогами иногда называют и случаи значительного загрязнения воздуха, не сопровождающиеся туманами. Нередко приземный слой воздуха интенсивно загрязняется различными газами, особенно автотранспортными выхлопами, которые в результате фотохимических процессов под влиянием солнечной радиации превращаются в аэрозоли. При этом аэрозоли также в определенной степени снижают видимость. Впервые такое явление обнаружилось в 30-е годы XX века в Лос-Анджелесе. Таким образом, выделяют два типа смога — лондонский и лосанджелеский (или фотохимический).

Мак Кормик (1970) приводит сравнительные характеристики метеорологических условий при смогах обоих типов. Смоги в Лондоне большей частью наблюдались в декабре—январе в утренние часы при штиле, температуре воздуха от -1 до $+4^\circ\text{C}$ и относительной влажности воздуха выше 85%. Они характеризуются низкой дальностью видимости, достигающей иногда 30 м и менее. При смогах в Лос-Анджелесе, чаще всего наблюдающихся в августе—сентябре в середине дня, характерны скорость ветра меньше 3 м/с, температура воздуха $24-32^\circ\text{C}$, относительная влажность меньше 70% и видимость 1,5—8 км. Основными источниками загрязнения воздуха в первом случае является сжигание угля и мазута, во втором случае — выбросы автотранспорта. В лондонском смоге в основном имеет место описанный выше процесс взаимодействия тумана с различными примесями (SO_2 , CO, дым). Здесь существенно проявляется поглощение примесей водяными каплями.

Значительный интерес представляет исследование влияния тумана на диффузию сернистого газа, относящегося к наиболее распространенным в атмосфере вредным примесям. Как было показано выше, загрязнение в тумане, если рассматривать суммарное загрязнение в воздухе и водяных каплях, часто существенно возрастает по сравнению со случаем отсутствия тумана, причем большая часть примеси переходит в капли тумана. Растворение сернистого газа в каплях тумана приводит к образованию аэрозоля сернистой кислоты. Последняя по сравнению с сернистым газом обладает большей токсичностью, при ее

наличии в атмосфере существенно усиливается коррозия металлических предметов и др.

Кроме того, сернистый газ, растворенный в каплях тумана, значительно быстрее, чем сернистый газ в газообразном состоянии, окисляется до серного ангидрида. Это обусловлено тем, что обычно в каплях тумана содержатся некоторые микроэлементы, обладающие каталитическими свойствами, в их присутствии окисление проходит более интенсивно. Ввиду того что серный ангидрид при взаимодействии с водой образует серную кислоту, можно для простоты говорить о частичном окислении сернистого газа в атмосфере до серной кислоты. Вследствие этого механизма появление серной кислоты в каплях тумана характерно для смогов, наблюдающихся в Англии и ряде стран. Эти смоги иногда называют сернокислотносульфатными.

Следует обратить внимание на возрастание весовой концентрации вредной примеси, происходящее при взаимодействии сернистой и серной кислоты. Так, например, при окислении 1 г сернистого ангидрида (молекулярный вес 64) образуется примерно 1,5 г серной кислоты (молекулярный вес 98).

Определенную роль в загрязнении приземного слоя воздуха может играть оседание крупных капель тумана, при котором растворенная примесь из вышележащих и часто очень загрязненных слоев переносится к подстилающей поверхности. Так, например, отмечалось, что в Лондоне при сильных туманах на подстилающую поверхность выпадает морось, капли которой содержат заметные концентрации серной кислоты. Это явление было названо «кислотный дождь».

Одной из причин, способствующих прояснению природы возникновения смога в Лос-Анджелесе, явилось обнаруженное воздействие их на резиновые изделия. Оказалось, что при смогах на резине появляется большое число трещин. Такой же эффект был обнаружен ранее в лабораторных условиях от влияния озона (O_3), причем с увеличением концентрации озона возрастало и число трещин. Это свойство резины сейчас даже используют для качественной оценки содержания озона. На открытом воздухе выставляются примерно на сутки резиновые пластинки. Затем их рассматривают под микроскопом и по степени растрескивания судят о концентрации озона.

По наблюдениям в городах, где отмечались смоги, действительно были установлены значительные концентрации O_3 (примерно 1 мг/м³), во много раз превышающие их характерные значения для других городов и сельской местности. С повышенными концентрациями озона в значительной степени связывают и вредное воздействие его на живые организмы и растительность. При этом степень прямого влияния озона пока еще не вполне ясна. Для него практически нет ПДК. В ряде работ

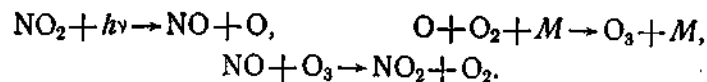
полагается, что O_3 является весьма токсическим газом и уже концентрация его 0,1 мг/м³ может оказывать вредное воздействие на окружающую среду. Вместе с тем весьма малые дозы O_3 могут оказывать обратное — целебное влияние на человека. Врачи рекомендуют для курортов и мест отдыха зоны, где содержание озона несколько выше его естественного фона. В ряде работ отмечается, что даже сравнительно повышенные концентрации озона сами по себе не очень опасны. В большей степени вредное воздействие оказывают соединения озона с некоторыми органическими веществами.

С развитием автотранспорта фотохимические смоги могут наблюдаться и в городах, где раньше преимущественно образовывались только смоги лондонского типа.

5.8. Фотохимические реакции при смогах и их количественное описание. Анализ показал, что озон непосредственно не содержится в выбросах в атмосферу. Он образуется в результате преобразования других газов. Основной причиной этого являются фотохимические реакции, в результате которых, как было отмечено выше, интенсивно образуются и аэрозоли. Установлено, что в процессе фотохимических реакций появляются и другие вещества со значительно большей токсичностью, чем примеси, содержащиеся в выбросах, поступающих в воздушный бассейн городов.

Выделяют несколько основных групп фотохимических реакций при смоге, в которых главными исходными продуктами являются окислы азота, свободные радикалы, образующиеся из углеводородов и других органических веществ, и сернистый газ. Все эти реакции происходят под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца, когда величина суммарной солнечной радиации, достигающей земли, превышает определенный порог, оцениваемый некоторыми авторами примерно в 0,5 кал/(см² × мин).

Ведущую роль в образовании озона обычно отводят окислам азота. Известно, что в естественных условиях азот весьма инертен и не вступает в реакции с кислородом. Этим обеспечиваются постоянные соотношения между этими газами в атмосфере. Положение изменяется при высоких температурах. В результате сжигания твердого, жидкого и газового топлива образуется значительное количество окислов азота, особенно много их содержится в выбросах автомашин. Сначала выделяется главным образом окись азота (NO). Затем она довольно быстро окисляется в атмосфере до двуокиси азота (NO_2). Одной из основных групп фотохимических реакций является:

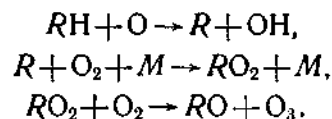


Здесь величина $h\nu$ указывает на то, что реакция идет с поглощением солнечной радиации; величина M указывает на наличие не участвующего в реакции третьего вещества, необходимого для передачи ему выделяющейся энергии.

В первой реакции образуется атомарный кислород, который весьма активен. Он существует очень недолго (время жизни его порядка 10^{-5} с), так как присоединяется к молекулярному кислороду и образует озон.

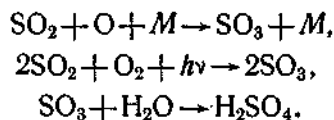
Третья реакция приводит к уменьшению количества озона и переходу NO в NO_2 . В настоящее время не установлено, какое количество озона образуется при стабильном протекании всех трех реакций.

Вторая группа реакций связана с первой. Часть образующегося атомарного кислорода может вступать во взаимодействие с углеводородами и другими органическими веществами, которые содержатся в выхлопах автомашин. В результате образуются как свободные радикалы R , весьма активно вступающие в реакцию и существующие в атмосфере непродолжительное время, так и другие, реакционно способные органические соединения. Эта группа записывается в форме:



В итоге этих реакций также образуется озон.

Некоторые органические соединения при взаимодействии с окислами азота образуют нитраты, которые имеют упругость пара более низкую, а следовательно, и меньшую летучесть по сравнению с исходными веществами. Поэтому происходит их частичная конденсация в атмосфере и образование органических аэрозолей. При таких реакциях возникают весьма токсические примеси, вызывающие сильное раздражение глаз, повреждение растительности и другие неблагоприятные эффекты. Одним из таких вредных веществ является пероксиацетилнитрат (ПАН), образующийся в реакции $\text{RO}_2 + \text{NO}_2 \rightarrow \text{ПАН}$. Третья группа реакций относится к сернистому газу. При наличии атомарного кислорода происходят реакции:



Поскольку серная кислота имеет очень низкую насыщающую упругость пара, она образует жидкий аэрозоль.

Имеются и другие примеси в атмосфере, которые с участием сернистого газа и окислов азота приводят к появлению аэрозоля. Так, при окислении SO_2 и растворении его в каплях воды может происходить взаимодействие с NaCl . В случаях когда число молекул NaCl больше, чем H_2SO_4 , при испарении воды образуются твердые частицы, содержащие хлористый натрий и сульфат натрия. При взаимодействии SO_2 и SO_3 с аммиаком NH_3 образуется твердое вещество — сульфат аммония. Аналогично, при соединении с аммиаком азотной кислоты, являющейся конечным продуктом окисления окислов азота, образуется твердый аэрозоль — нитрат аммония. Нитраты наряду с сульфатами могут содержаться и в солевых частицах.

Таким образом, имеются различные реакции, которые могут приводить к появлению аэрозольных частиц при смогах. Эти частицы обычно высокодисперсны. Вероятно, значительная часть из них по размерам близка к длине волны видимого света, когда достигается максимум его рассеивания, вследствие чего они вызывают сильное снижение видимости. Однако вопрос об интенсивном появлении аэрозолей при смоге в целом еще мало исследован. Дело в том, что при указанных реакциях, в частности углеводородов с нитратами под действием света и др., обычно образуется небольшая концентрация частиц. Согласно лабораторным опытам, если к смеси углеводородов с NO и NO_2 добавить SO_2 , то резко возрастает число капель образующегося аэрозоля серной кислоты. В ряде работ (Стефенс, 1969, и др.) указывается на существенное участие SO_2 в образовании аэрозольной дымки при смоге. Однако Кейдл (1969), отмечая, что в Лос-Анджелесе сернокислотная компонента в смоговом загрязнении сравнительно мала, делает вывод о незначительной роли SO_2 .

Рассмотренные фотохимические реакции происходят, хотя и не столь выражено, не только при смогах, но и в иных условиях. Повышенные концентрации озона и других окислителей обнаруживаются сейчас во всех районах с интенсивным движением автотранспорта. По данным Дмитриева и др. (1971), для Москвы в летнее время наблюдались отдельные случаи с концентрацией O_3 до $0,4 \text{ мг/м}^3$, а в зимнее время — до $0,2 \text{ мг/м}^3$. В солнечную погоду концентрации озона примерно в 2 раза выше, чем в пасмурную.

Математическое описание атмосферной диффузии газовых примесей с учетом их трансформации в процессе фотохимических реакций производится аналогично изложенному в п. 5.1. Для этой цели следует использовать уравнение типа (1.2) или (5.2), в которых распад и образование примеси учитываются с помощью слагаемых $\alpha_i q_i$, где q_i — концентрация i -того ингридиента, поскольку скорость изменения концентрации пропорцио-

нальна величине самой концентрации. Коэффициенты α_i связаны с константами скоростей реакций и зависят от концентраций других примесей, принимающих участие в реакции. Если, например, учесть трансформацию NO_2 в NO , то на основании полученных данных по концентрациям q_{NO} и q_{NO_2} можно рассчитать концентрацию озона q_{O_3} , образующегося в одной из реакций, используя соотношение

$$q_{\text{O}_3} = k' \frac{q_{\text{NO}_2}}{q_{\text{NO}}}.$$

Значение k' здесь зависит от интенсивности ультрафиолетовой радиации. Стефенс (1969) приводит данные Лейтона, по которым $k' = 10^{-2}$ ррт(чм). Аналогично рассчитывается изменение концентрации SO_2 за счет его трансформации в SO_3 . Для этого можно, например, использовать экспериментальные данные, согласно которым в солнечный день за 1 час превращаются в SO_3 в среднем 0,1–0,2% SO_2 . При наличии в воздухе ряда окислителей и некоторых других веществ данный процесс происходит быстрее. В количественном отношении фотохимические процессы и скорости их реакции изучены более подробно в лабораторных экспериментах. Вопрос переноса полученных результатов на естественные процессы еще требует развития. По наблюдениям в Лос-Анджелесе были установлены константы скорости некоторых реакций, однако они еще не обобщены и относятся к конкретным дням. Некоторые вопросы по постановке задачи об описании атмосферной диффузии примеси при фотохимическом смоге рассмотрены Эшенродером и Мартинзом (1971), Рейнольдсом и др. (1973), Ханна (1972).

5.9. Взаимосвязь облаков и осадков с атмосферными примесями. Сделанные выводы относительно закономерностей атмосферной диффузии при тумане могут быть использованы и для оценки влияния облаков на распространение примеси. При наличии облаков и осадков также следует исследовать взаимодействие примеси с системой водяных капель, описывая процесс диффузии уравнениями (1.2) или (5.2), в которые входит член с α . Определение коэффициента α при этом производится по формуле (5.4). Как и для туманов, α увеличивается с ростом водности и с уменьшением среднего размера капель. Можно использовать в этом случае вывод о значительном поглощении примеси водяными каплями. Если облачность расположена над источником примеси, то приближенно при решении уравнения диффузии достаточно принять, что на уровне нижней границы облаков примесь поглощается. Из сказанного выше следует, что влияние облачности на приземную концентрацию должно проявляться только при небольшой разности в уровнях источника и

облаков. Уже при разности в несколько сотен метров оно совсем незначительно.

Распространение примеси при выпадении осадков также описывается уравнением (1.2) с членом αq , где α характеризует взаимодействие примеси с каплями. Различия диффузии при осадках, по сравнению с туманами и облаками в основном обусловлены большим размером капель и их быстрым выпадением. Поглощенная примесь выпадает с осадками на землю, и величину α поэтому называют коэффициентом вымывания.

Некоторые из выводов, полученных в п. 5.1 для несохраняющейся примеси, распространяются и на рассматриваемый случай. В частности, при наличии высотного источника примеси можно приближенно использовать соотношение (5.1) $q_a = qe^{-\alpha x/u}$, принимая в данном случае за q — концентрацию при отсутствии осадков и за u — скорость ветра на высоте источника u_h . Отсюда следует, что максимум наземной концентрации при осадках будет расположен ближе к источнику. Если источник примеси не отчетливо выражен и она распределена по большому объему сравнительно равномерно, то в соответствии с п. 5.1 $q_a = qe^{-\alpha t}$. Это соотношение весьма важно для расчета изменения концентрации радиоактивных продуктов после ядерных взрывов. Вымывание радиоактивных продуктов осадками является одним из основных факторов очищения атмосферы. Поэтому данному вопросу уделялось большое внимание в исследованиях радиоактивного загрязнения атмосферы. Выполнены работы как теоретические, так и экспериментальные, по оценке эффекта захвата аэрозолей и газов осадками и облаками.

Опубликовано значительное число работ, итоги которых изложены Энгельманом в «Метеорологии и атомной энергии» (1971) и в монографии Стыро (1968).

Одним из основных факторов является интенсивность выпадения осадков I' . Энгельман приводит данные, согласно которым α изменяется примерно от $2 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ при изменении I' от 0,1 до 10 мм/ч, т. е. приближенно $\alpha \sim I'^{0.8}$. Это соотношение в первом приближении учитывает корреляцию между интенсивностью и микроструктурой осадков. В реальных условиях значение α зависит в определенной степени от микроструктуры осадков и облаков, наличия электрических зарядов и др. На основе эмпирических данных изучался коэффициент α и для случаев выпадения снега. Вследствие большой поверхности снежинок и меньшей скорости их падения захват аэрозолей происходит более эффективно.

Бурцев и Малахов (1968) определили коэффициент вымывания продуктов деления из подоблачного слоя как отношение радиоактивности, удаленной в единицу времени из столба воздуха между двумя уровнями, соответствующими размещению

станций на Кавказе, к общему количеству этих продуктов распада. Они получили, что данный коэффициент равен $9 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ для снега и $3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ для дождя.

Измерения показали, что в снеге при одной и той же интенсивности осадков содержится сульфатов и нитратов в несколько раз больше, чем в дождевой воде. В отношении распространения газовых примесей влияние снега выражается слабее, поскольку их поглощение ледяными кристаллами менее интенсивно, чем водяными каплями.

Важное значение имеет также исследование роли антропогенных аэрозолей как ядер конденсации и сублимации в процессах образования облаков и осадков. В настоящее время нет достаточно точных представлений о соотношениях между ядрами конденсации различного происхождения. Мейсон (1961) приводит результаты анализа данных электронной микрофотографии, выполненных для облаков и туманов в Японии, согласно которым продукты сгорания составляют примерно 30—50% в составе ядер конденсации.

В работе Берлянда и Селезневой (1973) на основании общих оценок соотношений между аэрозолями антропогенного и естественного происхождения (см. п. 13.4) полагается, что процент антропогенных ядер конденсации равен примерно 15% от их общего количества. При современных методах анализа пока еще трудно выявить их роль в образовании облаков и осадков. Более четко она должна проявляться в окрестности городов. В зависимости от типа облачности городские аэрозоли могут либо интенсифицировать осадки, либо приводить только к перераспределению спектра облачных капель по размерам.

Фитцджеральд и Снаерс-Дюран (1973) получили, что в облаках с подветренной стороны города число мелких капель существенно меньше, чем с наветренной. Вейкман (1972) описал случай наблюдений 25 ноября 1968 г., когда отмечалось образование снегопада вблизи Великих Озер (США) в местах, где по измерениям обнаруживалось значительное число льдообразующих ядер, являющихся результатом выбросов соседних промышленных предприятий. Согласно наблюдениям в Сент-Луисе и его окрестностях, за 1941—1968 гг. на подветренной стороне выпало осадков на 10% больше; причем в будние дни — на 10%, а в выходные — на 4% (Хаф и Ченгном, 1972).

Новые вопросы связаны с построением теории и изучением распространения в атмосфере влаги от промышленных источников, особенно от градирен, ее конденсации, образования искусственных облаков пара и тумана, их влияния на перенос примеси (Берлянд и Киселев, 1975).

6

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРИМЕСИ НАД НЕОДНОРОДНОЙ МЕСТНОСТЬЮ

Часто источники вредных примесей и жилые массивы вокруг них размещаются в пересеченной местности. Тепловые электростанции, металлургические и другие предприятия обычно сооружаются в пониженных местах вблизи водоемов или в поймах рек. Жилые массивы нередко располагаются при этом на возвышенных местах. При ветре с предприятий здесь создаются значительные концентрации вредных веществ. В пониженных формах рельефа чаще застаивается воздух, что также приводит к усилению опасности загрязнения в этих местах. Под влиянием неровностей местности изменяется характер движения и турбулентный режим воздушных потоков, что вызывает существенное изменение распределения концентрации от источников.

Преобладающая часть исследований атмосферной диффузии, в том числе и изложенные выше, относятся к сравнительно ровной однородной местности. Влияние рельефа изучено значительно меньше. В проектных работах иногда ограничиваются простейшими поправками к высоте источника за счет неровностей подстилающей поверхности. Так, к значению высоты трубы, определяемому по формулам для ровного места, добавляется разность высот между уровнем основания трубы и отметкой населенных пунктов, расположенных в районе ожидаемого максимума концентрации. В некоторых случаях рекомендуют располагать источники выброса на возвышенных местах и тогда снова возникает вопрос, насколько должны отличаться высоты труб от соответствующих значений для условий ровной местности. Иногда для расчета влияния рельефа используются простые модели типа «ящика» (Хьюсон и др., 1961; Готаас, 1972).

Аналитические методы, используемые для исследования турбулентной диффузии над ровной местностью, оказываются здесь практически непригодными, их применение требует значительной стилизации и упрощения постановки задачи. Новые

предпосылки для решения данных вопросов были получены в связи с развитием численных методов исследований и применения ЭВМ, а также в результате совершенствования экспериментальных исследований структуры воздушного потока в условиях неровной местности.

Остановимся прежде всего на результатах эмпирических исследований структуры воздушного потока, а затем на моделировании процессов с помощью современных теоретических и экспериментальных методов.

6.1. Микрометеорологические наблюдения в холмистой местности и в карьерах. Для изучения структуры приземного слоя над пересеченной местностью в естественных условиях давно используются микроклиматические наблюдения. Основные результаты проведенных исследований изложены в монографиях Р. Гайгера и С. А. Сапожниковой, в книге под редакцией Гольцберг (1967) и др. Ряд выводов в основном качественного характера об учете микроклиматических особенностей в задачах исследования загрязнения атмосферы представлены в книгах Манна (1966, 19706) и др.

Опытные материалы различных авторов подтвердили установленное еще в конце прошлого столетия положение, называемое иногда законом А. И. Воейкова. Согласно этому положению, для вогнутых форм рельефа характерны сравнительно резкие изменения метеорологических элементов со временем и в пространстве. Для выпуклых форм, наоборот, характерен климатический режим с менее отчетливыми колебаниями метеорологических элементов. Так, в пониженных местах, в частности в долинах, суточные амплитуды температуры существенно больше, чем на возвышенностях. В них отмечают ночью более низкие минимумы температуры воздуха, а днем более высокие максимумы по сравнению с возвышенностями. В пониженных местах в ночные часы образуются более частые и мощные инверсии, а в дневное время — сверхadiaбатические градиенты со значительными перепадами температуры. В этих формах рельефа заметно ослабевает ветер, особенно ночью. Нередко в пониженных местах застаиваются почти неподвижные выхолаженные массы воздуха («озера» холодного воздуха). Указанное распределение ветра и температуры в ночное время способствует ослаблению турбулентного перемешивания у подстилающей поверхности, что в свою очередь способствует интенсивному охлаждению воздуха и почвы, а также образованию глубоких инверсий.

В сложных формах рельефа создается местная циркуляция, которая приводит к появлению нисходящих и восходящих течений воздуха. По склонам долин в ночное время часто наблюдается стекание вниз холодных воздушных масс со скоростями

ветра до 2—3 м/с. Микроклиматическими наблюдениями отмечено существенное изменение под влиянием рельефа и направления ветра. Оно проявляется прежде всего в обтекании неровностей подстилающей поверхности. В долине при любом градиенте давления ветер почти всегда направлен вдоль ее оси, тогда как над ней его направление может быть произвольным.

Указанные закономерности наиболее четко проявляются в условиях антициклонической погоды при ясном небе, слабом ветре, устойчивой стратификации. Поэтому ночью различие между распределениями метеорологических элементов на возвышенностях и в пониженных формах рельефа больше, чем днем. Соответственно летом оно меньше, чем зимой. При усилении скорости ветра эти различия ослабевают.

За последние 15—20 лет большой объем микроклиматических наблюдений в нижнем двухметровом слое воздуха выполнен в ряде экспедиций ГГО (Гольцберг и др., 1967). В основном эти исследования предназначались для разработки методов районирования сельскохозяйственных культур, однако на их основе были даны и некоторые рекомендации по производству микроклиматических наблюдений в период строительных изысканий. Главное внимание в этих работах уделялось наблюдениям за температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра, а в ряде случаев за составляющими теплового баланса в характерных формах пересеченного рельефа. Наблюдения проводились в различных географических зонах СССР, большей частью на местности с перепадами уровней до 200 м и крутизной склона до 10° и при скоростях ветра до 10 м/с. Проводились они либо одновременно на нескольких пунктах местности, либо путем маршрутных измерений в периоды продолжительностью до 2—3 часов, в течение которых погода мало менялась. Сравнивались показания маршрутных пунктов и реперного пункта, расположенного на относительно ровной подстилающей поверхности.

Установлено, что увеличение скорости на наветренных склонах и вершинах возвышенностей достигает 10—40%. Уменьшение скорости в пониженных формах рельефа составляет от 20 до 50%, особенно четко оно проявляется в плохо продуваемых долинах. С увеличением скорости ветра и в дневное время влияние рельефа ослабляется.

Микроклиматические работы входили в программу ряда экспедиций по изучению распространения примеси (см. гл. 9) (Соломатина, 1964, 1965). В них проводились градиентные измерения скорости ветра, температуры и влажности воздуха до высоты 4 м одновременно в нескольких пунктах в характерных формах рельефа. В случае отдельного холма на его вершине и

у подножия проводились градиентные измерения до высоты 17 м. В результате установлено, что в среднем вертикальное распределение скорости ветра в приземном слое близко к логарифмическому. Полученные величины отношения скоростей ветра на высоте 1—2 м при определенной форме рельефа и на открытом ровном месте в основном совпадают с указанными выше. Они также согласуются и с выводами, полученными в результате опытов по моделированию в аэродинамической трубе (см. п. 6.10).

Анемометрические съемки широко используются и при изучении особенностей метеорологического режима городов (см. гл. 11).

В последние годы проявляется интерес к изучению микрометеорологического режима карьеров, поскольку все более широко развиваются открытые способы добычи полезных ископаемых. Площади открытых разработок достигают многих квадратных километров, а глубина их уже сейчас составляет в ряде случаев сотни метров. В таких котловинах застаивается воздух, увеличивается повторяемость глубоких инверсий и туманов. В процессе горных разработок выделяется большое количество вредных примесей, которые могут при указанных метеорологических условиях приводить к опасным загрязнениям воздуха. В данной связи существенным является изучение метеорологического режима карьеров для выяснения условий распределения примеси в них, а также для прогнозирования этих условий и разработки искусственной вентиляции. В этом направлении выполнены работы Н. З. Битколовым, П. А. Воронцовым, Л. А. Казаковым и др., опубликованные в сборниках статей под редакцией Воронцова (1971, 1972).

В работах указанных авторов пока еще преобладает экспериментальный подход, наблюдения ограничиваются нижним слоем воздуха толщиной несколько метров, недостаточно освещены вопросы загрязнения воздуха. Излагаемые ниже результаты (см. пп. 6.4, 6.5, 6.10, 9.8 и др.) могут быть также использованы и для исследования структуры воздушных потоков в карьерах.

6.2. Обтекание неровностей рельефа. Описание турбулентной диффузии примеси в условиях холмистой местности производится с помощью уравнения (1.2), записанного для области с криволинейной границей. При этом коэффициенты этого уравнения являются сложными функциями координат. Задача упрощается в предположении, что в направлении оси y (перпендикулярной к направлению ветра) подстилающая поверхность однородна. Это позволяет использовать соотношение (1.26) между k_y и u и перейти к уравнению (1.30) для концентрации от

линейного источника. Далее удобно ввести замену переменных (Берлянд и др., 1965а, 1968б):

$$z' = z - h(x), \quad x' = x, \quad (6.1)$$

где $z = h(x)$ описывает границу подстилающей поверхности. Тогда (1.30) при $\alpha = 0$ переходит в

$$u \frac{\partial q'}{\partial x'} + \left(w - u \frac{dh}{dx} \right) \frac{\partial q'}{\partial z'} = \frac{\partial}{\partial z'} k_z \frac{\partial q'}{\partial z'}. \quad (6.2)$$

Составляющие скорости движения u и w здесь связаны уравнением неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (6.3)$$

Вид уравнения (6.2), а также и граничных условий после преобразования (6.1) такой же, как в случае плоской поверхности почвы. Это позволяет использовать те же методы решения задачи, что и для ровной местности.

В случае пологого рельефа, когда углы наклона склонов малы, воздушный поток практически полностью обтекает неровности местности. При этом u и k_z являются функциями только высоты над подстилающей поверхностью: $u = u[z - h(x)]$, $k_z = k[z - h(x)]$ и на основании (6.3) следует, что $w = u \frac{dh(x)}{dx}$.

Тогда (6.2) сводится к уравнению диффузии для ровного места при отсутствии вертикальных скоростей движения. Это означает, что пологий рельеф не оказывает существенного влияния на распространение примеси. Данный вывод, сделанный впервые в работе Берлянда и др. (1965а), имеет существенное практическое значение, так как в проектных расчетах иногда при определении высот труб необоснованно вводится поправка на разность уровней основания трубы и жилых массивов, независимо от уклона местности. Отсюда следует также, что изменение поля концентраций под влиянием неровностей местности возникает в тех случаях, когда u и k_z зависят не только от $z - h(x)$, но и от x . К сожалению, эти зависимости весьма мало изучены как теоретически, так и экспериментально.

К настоящему времени выполнен ряд крупных исследований орографических возмущений воздушных течений (Дородницын, 1938; Гутман, 1969; и др.). Эти исследования в основном относятся к процессам сравнительно большого масштаба и не могут быть непосредственно использованы для решения рассматриваемых нами задач. Поэтому решение уравнения (6.2) следует проводить одновременно с определением коэффициентов, входящих в него, т. е. с исследованием структуры пограничного слоя атмосферы.

6.3. Учет микроклиматического распределения ветра. Вследствие сложности задачи для ее решения развиваются ряд приближенных подходов. Один из сравнительно простых способов, развитый Берляндом и др. (1965а, 1968б), состоит в построении интерполяционных моделей для u и k_z . Для этого используются результаты микроклиматических наблюдений (см. п. 6.1) за изменениями скорости ветра на определенной высоте, а также то обстоятельство, что в условиях некрутых форм рельефа в приземном слое воздуха распределение скорости ветра с высотой близко к логарифмическому.

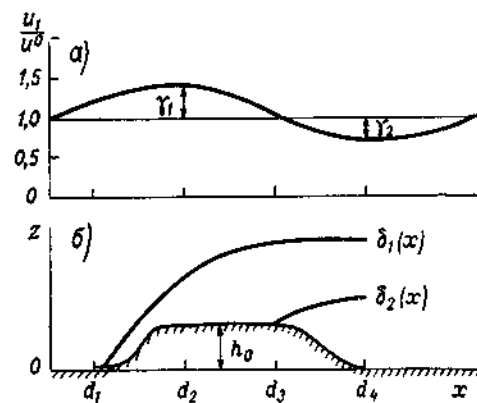


Рис. 6.1. Изменение ветра в пограничном слое над холмом.

Исходя из этих положений, рассматривается холм (рис. 6.1), высота которого над уровнем окружающей местности описывается функцией $h(x)$, так что $h(x)=0$ при $x < d_1$ и $x \geq d_4$; $h(x) = h_0$ при $d_2 \leq x \leq d_3$ и

$$h(x) = \begin{cases} h_0 \left[1 - \left(\frac{x-d_2}{d_2-d_1} \right)^2 \right]^2 & \text{при } d_1 \leq x < d_2, \\ h_0 \left[1 - \left(\frac{x-d_3}{d_4-d_3} \right)^2 \right]^2 & \text{при } d_3 \leq x < d_4. \end{cases}$$

Принимается, что скорость ветра в набегающем потоке удовлетворяет условию (1.18) и что шероховатость z_0 одинакова во всех точках рельефа. Предполагается также, что (1.18) определяет скорость ветра над холмом при $z > \delta_1(x)$ (рис. 6.1 б). На наветренном склоне при $z < \delta_1(x)$ и на подветренном склоне при $z < \delta_2(x)$ изменение скорости ветра задается формулой

$$u = u_1(x) \frac{\ln \frac{z-h(x)}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (6.4)$$

где $u_1(x)$ — значение скорости ветра на высоте $z = z_1$. Для наветренного склона при $\delta_2(x) < z < \delta_1(x)$ скорость ветра совпадает со скоростью набегающего потока

$$u = \tilde{u}_1(x) \frac{\ln \frac{z-h(x)}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (6.5)$$

где $\tilde{u}_1(x)$ можно определить по данным о затухании возмущения в воздушном потоке, принимая, что протяженность верхнего плато достаточно велика (практически $\tilde{u}_1(x) \approx u_1|_{x=d_3}$). Уравнения для определения $\delta_1(x)$ и $\delta_2(x)$ находятся из условия непрерывности скорости ветра на этих уровнях. В результате δ_1 и δ_2 выражаются через отношение функции $u_1(x)$ к ее значению в набегающем потоке u_1^0 . Обычно на основании микроклиматических исследований устанавливаются величины этого отношения для высоты 1 м в некоторых характерных точках рельефа. В верхней части наветренного склона можно положить, что $u_1(x) = u_1^0(1 + \gamma_1)$, а у подножия подветренного склона $u_1(x) = u_1^0(1 - \gamma_2)$ (рис. 6.1 а). В соответствии с изложенными в п. 6.1 результатами $\gamma_1 = 0,2 \div 0,3$, $\gamma_2 = 0,2 \div 0,5$. Значения $u_1(x)$ в других точках рельефа интерполируются тогда полиномом третьей степени. Для получения более полных характеристик скоростей ветра в холмистой местности можно использовать работы по моделированию воздушных течений в аэродинамической трубе (см. п. 6.10). В отношении коэффициента обмена k_z в набегающем потоке принимается, как и выше, модель с «изломом» (1.18). При изменении скорости ветра в условиях холмистого рельефа меняется и k_z . Приближенно принимается, что k_z в этих условиях растет пропорционально скорости ветра и высоте над подстилающей поверхностью

$$k_z = v + \alpha_1 u_1(x) [z - h(x)]. \quad (6.6)$$

Здесь $\alpha_1 = \frac{k_1^0}{u_1^0}$, где k_1^0 — значение k_1 над ровной местностью.

Поскольку коэффициент обмена на достаточно большой высоте не должен зависеть от рельефа, то полагается, что (6.6) выполняется для высот z , на которых $k_z < k_h$, а для больших высот $k_z = k_h$. Данная задача решалась численно.

На рис. 6.2 представлены примеры расчета концентрации s (см. (2.1)) для условий холмистой местности, контуры которой указаны на рис. 6.1. При расчетах принималось $h_0 = 50$ м, $d_{i+1} - d_i = 500$ м ($i = 1, 2, 3$), $\gamma_1 = \gamma_2 = 0,2$, $u_1^0 = 2$ м/с, $k_1^0 = 0,1$ м/с.

Здесь даны распределения концентраций при различных расположениях источника на местности и при разных его высотах H . Из расчетов следует, что рельеф оказывает существенное влияние на поле концентрации. Различие между максимальными значениями концентрации в зависимости от положения источника на местности достигает 50% при $H = 50$ м. Оно уменьшается с возрастанием высоты источника и при $H = 200$ м составляет примерно 30%. Представляется, что уменьшение влияния

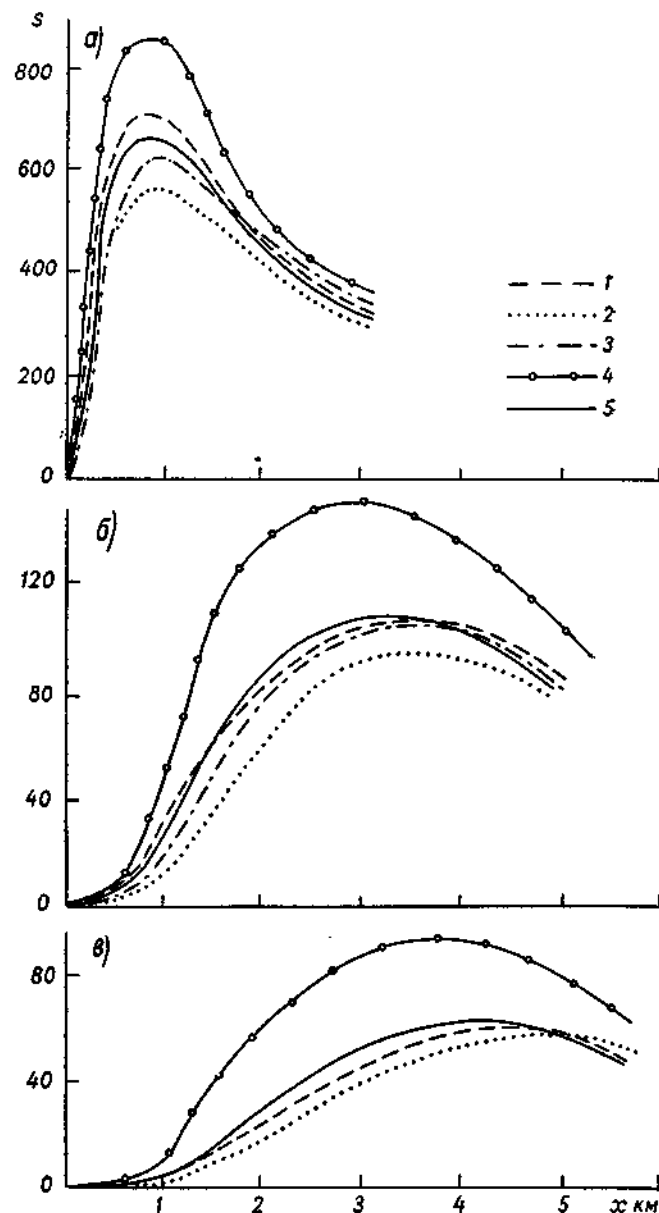


Рис. 6.2. Распределение концентрации примеси s в холмистой местности при высоте источника $H=50$ м (а), $H=150$ м (б) и $H=200$ м (в).

Кривая	1	2	3	4	5
Точка на рис. 6.1	d_1	d_2	d_3	d_4	Ровное место

рельефа с ростом высоты источника имеет отчетливый физический смысл и может служить известным подтверждением рассматриваемой схемы расчета. Чем выше размещен источник по наветренному склону, тем меньше максимальные концентрации. Наоборот, максимальные концентрации тем больше, чем ближе расположен на плато источник к подветренному склону или чем ниже — на подветренном. Асимметрия влияния подветренного и наветренного склонов вызвана тем, что на наветренном склоне ветер усиливается и возникают восходящие течения, способствующие переносу примеси вверх, а на подветренном склоне ветер ослабляется и появляются нисходящие токи, переносящие примесь от источника вниз. Максимум концентрации при расположении источника на подветренном склоне больше, чем на ровном месте примерно на 30% при высоте трубы $H=50$ м и на 20% при $H=200$ м. Поскольку направление ветра изменчиво и наветренный склон может стать подветренным и наоборот, то следует заключить, что возможные максимумы концентрации от источника фиксированной высоты в холмистой местности, как правило, больше, чем на равнине.

Представленные примеры относились к сравнительно мало пересеченной местности с перепадом высот 50 м. С увеличением этого перепада и увеличением крутизны склонов эффект влияния рельефа, естественно, усиливается.

В качестве другого характерного примера неровной местности рассматривался уступ. В этом случае можно говорить об одном подветренном (наветренном) склоне. На расстоянии 1,5—2 км от склона его влияние мало и поэтому данный случай можно рассматривать как частный по отношению к предыдущему, положив, например, длину $d_2 d_3$ достаточно большой (рис. 6.1).

В общем случае формулы для изменения u и k_z в (6.4) и (6.6) можно записать в форме

$$u = u_1(x) \hat{u}[z - h(x)], \quad k_z = k_1(x) \hat{k}[z - h(x)]. \quad (6.7)$$

Такая модель для u и k_z , естественно, не достаточно строга. Она приводит к тому, что влияние подстилающей поверхности распространяется неограниченно вверх и на больших высотах ее применение может вызвать значительные отклонения в скорости ветра от реального. Понятно, что с высотой влияние рельефа должно затухать и выше некоторого пограничного слоя оно практически не должно быть ощутимым. Кроме того, для уровней выше 200—300 м необходимо учитывать и влияние силы Кориолиса. Полученные на основе (6.7) результаты поэтому относятся к сравнительно невысоким источникам.

Примеры расчета распространения примеси от источника в условиях сложного рельефа на основании численного интегрирования уравнения турбулентной диффузии представлены

в работе Хино (1968б), который также сравнил результаты вычислений с результатами измерений в аэродинамической трубе.

6.4. Метод потенциальных течений. Для построения более общей модели диффузии в условиях сложного рельефа возможны различные подходы. Один из них, также связанный с существенными упрощениями, но более полный и универсальный, чем изложенный выше, состоит в представлении реального воздушного течения над сложным рельефом потенциальным потоком. Известно, что влияние вязкости на течение жидкости сказывается в основном в пограничном слое, представляющем собой тонкую область вблизи границы подстилающей поверхности. В остальной части пространства движение вязкой жидкости близко к невязкому потенциальному течению. Кроме того, при расчете распространения примеси от источника наиболее важно правильно задать коэффициенты в уравнении турбулентной диффузии только в той области, где велики градиенты концентрации. При использовании потенциальных течений в рассматриваемой задаче, пренебрежение влиянием пограничного слоя может сказаться на ее решении лишь в области относительно больших приземных концентраций. Однако обычно на нижней границе принимается отсутствие потока примеси, и, следовательно, для достаточно высоких источников градиенты концентраций в данной области малы. Поэтому можно предполагать, что погрешности при задании поля скоростей ветра в области, где наземные концентрации близки к максимуму, слабо скажутся на величине данного максимума.

Метод состоит в построении потенциального течения в области с криволинейной границей на основе применения конформного отображения, переводящего эту область в полуплоскость.

Попытка использовать потенциальное течение для решения задач атмосферной диффузии была предпринята Штюмке (1964, 1966). Им рассматривалось решение уравнения турбулентной диффузии при постоянных значениях коэффициентов для области с кусочно-линейной границей (типа уступа), отображение которой на полуплоскость осуществляется интегралом Кристоффеля—Шварца. Штюмке получил ряд интересных результатов. Однако использование формулы Кристоффеля—Шварца, т. е. конформного отображения с разрывным граничным значением производной, привело автора к некоторым физически необоснованным выводам (например, к выводу о появлении бесконечно больших концентраций).

Излагаемый ниже подход к решению рассматриваемой задачи, развитый в работе Берлянда и др. (1968б), позволяет устранить отмеченные недостатки. Он заключается в исследовании уравнения атмосферной диффузии с учетом пространствен-

ного изменения коэффициентов. При этом конформное отображение осуществляется функциями, не приводящими к разрывам скоростей течения. Для этой цели вводится аналитическая функция $\tau(t) = \varphi(x, z) + i\psi(x, z)$ комплексного аргумента $t = x + iz$, осуществляющая конформное отображение исследуемой области (с криволинейной границей) на полуплоскость. Эта функция называется обычно комплексным потенциалом, ее вещественная часть φ — потенциалом скоростей, а мнимая часть ψ — функцией тока. Горизонтальная и вертикальная компоненты скорости потенциального течения в рассматриваемой области выражаются формулами

$$u_n = \frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w_n = \frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\frac{\partial \psi}{\partial x}.$$

Кривые $\psi(x, y) = \text{const}$ представляют собой линии тока исследуемого течения. В частности, линия $\psi(x, z) = 0$ является границей области. Столь же полную информацию о потенциальном потоке содержит обратная функция $t(\tau) = x(\varphi, \psi) + iz(\varphi, \psi)$, осуществляющая конформное отображение полуплоскости на физическую область течения. Далее в уравнении диффузии осуществляется переход от переменных x и z к «потокowym» координатам φ и ψ . В полученном уравнении пренебрегают членами, описывающими диффузионный перенос вдоль потока, поскольку он мал по сравнению с конвективным переносом (полагают также, что $k_x = k_z$). Тогда уравнение турбулентной диффузии (1.2) при $\alpha = 0$ принимает вид

$$\frac{\partial q'}{\partial \varphi} = \frac{\partial}{\partial \psi} k_\psi \frac{\partial q'}{\partial \psi}, \quad (6.8)$$

а начальные и граничные условия:

$$\begin{aligned} q' &= M\delta(\psi - \psi_H) \quad \text{при } \varphi = \varphi_H, \\ k_\psi \frac{\partial q'}{\partial \psi} &= 0 \quad \text{при } \psi = 0, \\ q' &\rightarrow 0 \quad \text{при } \psi \rightarrow \infty, \end{aligned} \quad (6.9)$$

Здесь φ_H, ψ_H — потокowe координаты источника, находящегося в точке $x = x_0, z = H + h(x_0)$, а $\psi = 0$ — прямая, в которую при отображении перешла граница $z = h(x)$.

Полученное уравнение и граничные условия совпадают по форме с используемыми в задаче атмосферной диффузии над однородной по горизонтали поверхностью. При этом роль высоты z играет координата ψ . На этом основании принимается, что коэффициент обмена $k_z = k_z(\psi)$, т. е. что он является функцией только линии тока, и, следовательно, проводится естественное

обобщение обычно используемой модели для $k_z(z)$. Это позволяет записать решение (6.8) и (6.9) в виде

$$q' = q'(\varphi - \varphi_H, \psi, \psi_H). \quad (6.10)$$

Точка φ_m , где достигается максимум наземной концентрации, определяется из условия $\frac{\partial q'}{\partial \varphi} = 0$ при $\psi = 0$. Тогда из (6.10) следует, что $\varphi_m - \varphi_H = f(\psi_H)$ и $q'_m = q'_m(\psi_H)$. Это означает, что для источников, расположенных на одной и той же линии тока, величина максимальной наземной концентрации одинакова. Этот вывод справедлив также и для максимальных наземных концентраций от точечных источников.

Для примера построим конформное отображение полуплоскости на область с границей, вид которой показан на рис. 6.1.

Воспользуемся тем, что функция Жуковского $t = \frac{1}{2} \left(s - \frac{a^2}{s} \right)$ осуществляет отображение на полуплоскость области, граница которой составлена из вещественной оси и полуокружности радиуса a с центром в начале координат. Полуэллипс, малая полуось которого совпадает с отрезком $(-a, a)$ вещественной оси, переходит тогда на плоскости в кривую, имеющую нулевой угол вхождения в вещественную ось. Комбинируя отображение Жуковского с отображением $s = \sigma + m_1 \sqrt{\sigma^2 - a^2}$, переводящим полуплоскость в область, ограниченную вещественной осью и полуэллипсом с полуосями a и $m_1 a$, находим искомое отображение в виде

$$t = \frac{1}{2} [\sigma + m_1 \sqrt{\sigma^2 + a^2} + a^2 (\sigma + m_1 \sqrt{\sigma^2 - a^2})^{-1}]. \quad (6.11)$$

Здесь

$$t = x + iz, \quad \sigma = \xi + i\eta, \quad m_1 = \frac{h_0}{a} + \sqrt{\left(\frac{h_0}{a}\right)^2 + 1},$$

где h_0 и a — высота и полуширина холма. Ветвь корня фиксируется условием $\text{Im} \sqrt{\sigma^2 - a^2} \geq 0$ при $\text{Im} \sigma > 0$. Выражение (6.11) позволяет построить потенциальное течение, комплексный потенциал которого задается соотношением $t = \bar{A}\sigma$. Постоянная $\bar{A}$ определяется из требования, чтобы на бесконечном удалении от обтекаемого препятствия скорость потенциального течения была равна заданной величине v , т. е. $\bar{A} = \frac{1}{2} v (1 + m_1)$.

В результате разделения в (6.11) вещественной и мнимой ча-

стей следует параметрическое уравнение границы области при $\zeta = 0$:

$$\begin{aligned} x &= \frac{1}{2} \xi \left[1 + \frac{a^2}{\xi^2 + m_1^2 (a_1^2 - \xi^2)} \right], \\ z &= \frac{1}{2} m_1 \sqrt{a^2 - \xi^2} \left[1 - \frac{a^2}{\xi^2 + m_1^2 (a^2 - \xi^2)} \right] \quad \text{при } \xi \leq a; \\ x &= \frac{\text{sign} \xi}{2} [|\xi| + m_1 \sqrt{\xi^2 - a^2} + a^2 (|\xi| + m_1 \sqrt{\xi^2 - a^2})^{-1}], \\ z &= 0 \quad \text{при } |\xi| > a. \end{aligned} \quad (6.12)$$

Определяемая из (6.12) функция $z = h(x)$ имеет непрерывную первую производную, так что граница области течения является достаточно гладкой.

На рис. 6.3 а, б изображены рассчитанные на ЭВМ линии тока над холмом. Скорость течения увеличивается (линии тока сгущаются) вблизи вершины холма и уменьшается (линии тока разрежаются) у подножия холма. Для двух точек рельефа представлены также вертикальные профили горизонтальной составляющей скорости течения u , отнесенной к скорости набегающего потока u^0 .

Из полученных результатов следуют некоторые практические рекомендации. Действительно, минимальный уровень источника или соответствующая ему высота трубы обычно определяются из условия, что максимум наземной концентрации меньше ПДК. Если для горизонтально однородной местности высота этого уровня равна H_0 , то в случае криволинейной границы подстилающей поверхности соответствующее условие будет соблюдено при расположении источника на линии тока, которая в набегающем потоке находится на расстоянии H_0 от нижней границы. Высота источника при $\varphi = \varphi_H$ определяется расстоянием $z(\varphi_H, \psi_{H_0}) - z(\varphi_H, 0)$ от линии тока $\psi = \psi_{H_0}$ до уровня подстилающей поверхности. Соответственно поправочный множитель r_1 к высоте источника H_0 устанавливается из соотношения

$$r_1 = \frac{1}{H_0} [z(\varphi_H, \psi_{H_0}) - z(\varphi_H, 0)]. \quad (6.13)$$

Соответствующие результаты представлены на рис. 6.3 в и г для источников, расположенных в различных точках подветренных склонов, изображенных на рис. 6.3 а и б. В частности, при расположении источника на вершине холма, где линии тока сгущаются, $r_1 < 1$, т. е. высота источника может быть меньше, чем на ровном месте. Если источник расположен на склоне холма, то $r_1 > 1$. Если учесть, что для нагретых выбросов максимальная наземная концентрация обратно пропорциональна квадрату

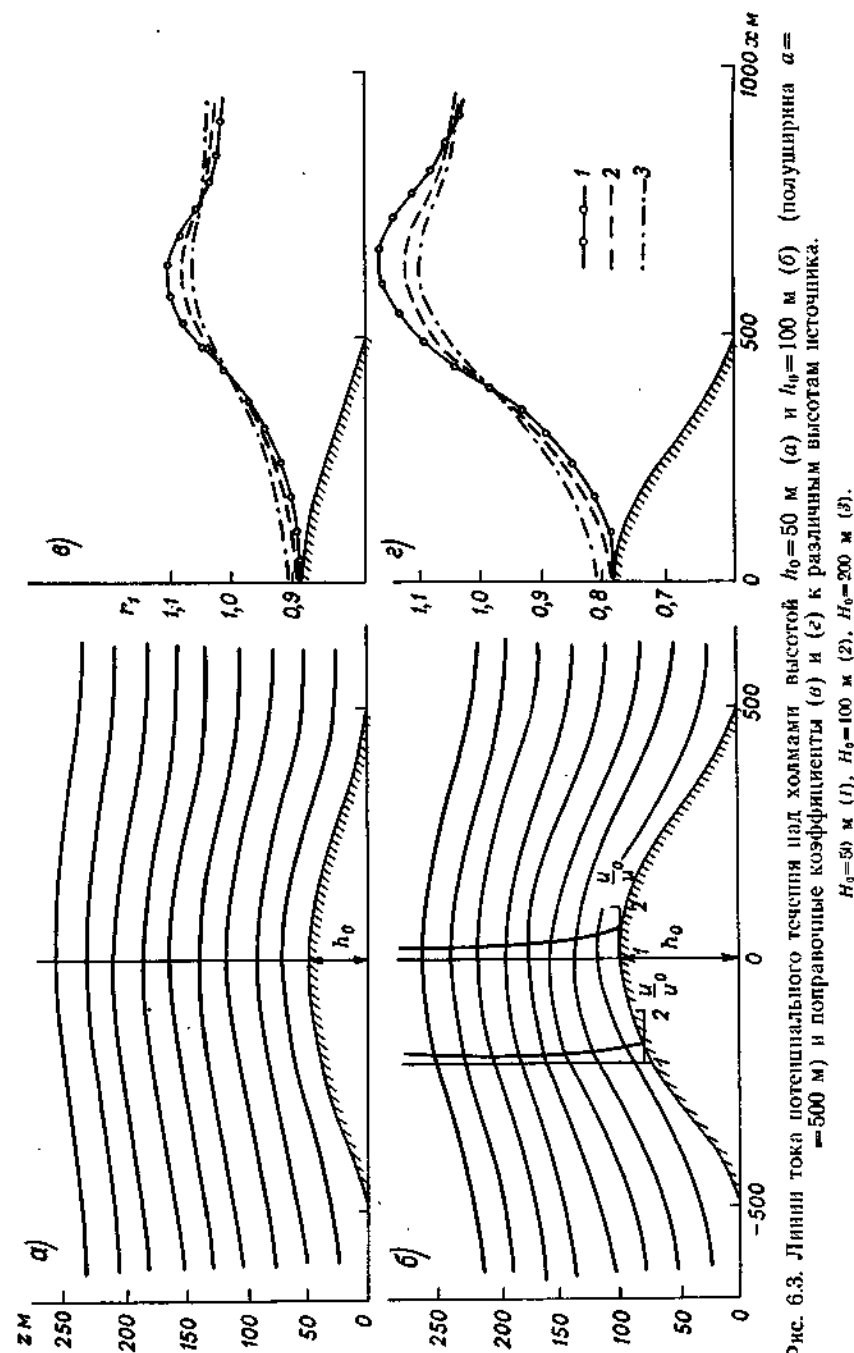


Рис. 6.3. Линии тока потенциального течения над холмами высотой $h_0=50$ м (а) и $h_0=100$ м (б) (полуширина $a=500$ м) и поправочные коэффициенты (в) и (г) к различным высотам источника.
 $H_0=50$ м (1), $H_0=100$ м (2), $H_0=200$ м (3).

высоты источника, то получим, что наибольшие изменения максимальной наземной концентрации могут достигать 25—50% при $H_0=50$ м и соответственно 20—40% при $H_0=100$ м.

Анализ рис. 6.3 показывает, что с увеличением высоты холма h_0 или крутизны склонов $\frac{h_0}{a}$ поправка на рельеф увеличивается. Так, например, для $H_0=50$ м максимальный поправочный множитель равен 1,16 при $h_0=100$ м и достигает 1,3 при $h_0=50$ м. Приведенные результаты близки к тем, которые были получены из модели (6.4) — (6.6) (см. рис. 6.2).

Некоторым недостатком рассматриваемой схемы потенциального обтекания является симметрия течения на наветренном и подветренном склонах. Однако если учесть, что при смене направления ветра изменяется и относительное положение склонов, то полученными результатами можно воспользоваться для суммарной оценки влияния рельефа, не выделяя отдельно наветренной и подветренной стороны.

Конформное отображение (6.11) после замены h_0 на $-h_0$ используется для построения потенциального течения над впадиной, полуширина которой равна a , а глубина h_0 . На рис. 6.4 а, б приведены линии тока этого потенциального течения и поправочный множитель r_1 . Как видно из рисунка, в случае впадины при $H=50$ м максимальное значение $r_1=1,32$, в то время как для холма такой же ширины и высотой h_0 максимальное значение $r_1=1,18$.

На рис. 6.4 в приведены значения r_1 для более сложного рельефа — несимметричной впадины (конформное отображение полуплоскости на область течения в этом случае было построено численно).

В общем случае полученные результаты распространяются на области с границами произвольной формы с помощью отображения, задаваемого интегралом типа Коши.

$$t = \tau + \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{l(s) ds}{s - \tau}.$$

Вид функции $l(s)$ определяется уравнением границы физической области течения. В частности, так можно получить выражение для потенциального течения над несколькими рядом стоящими холмами.

6.5. Общая схема оценки влияния рельефа. В работе Берлянда и Гениховича (1971) развита теория пограничного слоя в области с криволинейной границей. Обычно для сведения уравнений движения к уравнениям пограничного слоя требуется, чтобы одна из координатных осей совпадала с направлением

преобладающего движения. Такое совпадение не выполняется при криволинейной границе в случае применения декартовой системы координат. Поэтому используются потоковые переменные, в которых область течения преобразуется в полуплоскость.

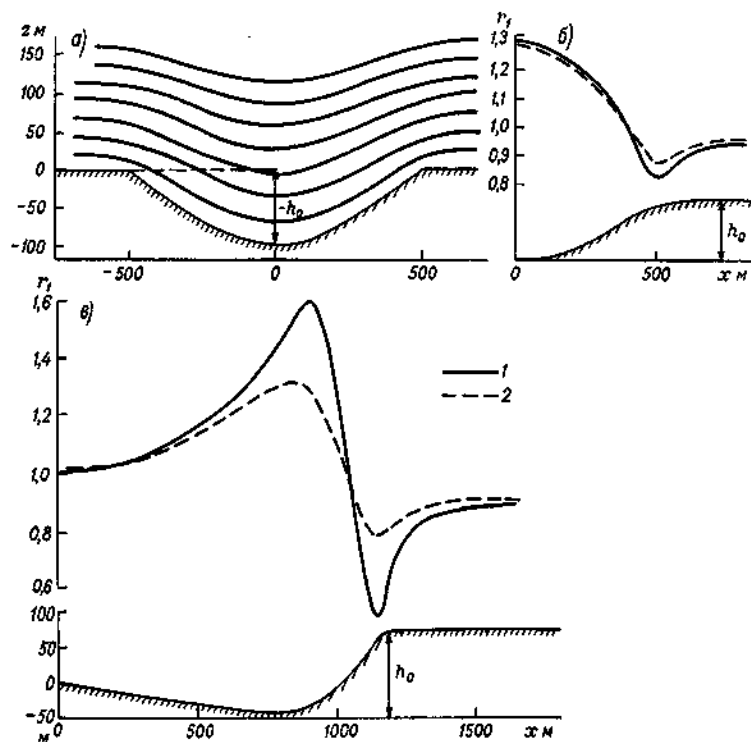


Рис. 6.4. Линии тока и коэффициент r_1 к высоте источника над симметричной впадиной (а, б) (полуширина $a=500$ м, глубина $h_0=100$ м) и несимметричной впадиной (в) при $H_0=50$ м (1), $H_0=100$ м (2).

Исходные уравнения движения принимаются в следующей форме:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F', \quad (6.14)$$

$$u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (6.15)$$

где p — давление, F' — проекция силы Кориолиса. Здесь наряду с вертикальной составляющей коэффициента обмена k_z учитывается и его продольная компонента k_x , поскольку в пересеченной местности течение не горизонтально. Однако вдоль потока

влияние турбулентного перемешивания существенно слабее, чем адвективного переноса, и если рассматривать не очень крутые формы неровностей, то можно полагать, что $k_x \approx k_z = k$. Это предположение существенно упрощает решение задачи и используется при дальнейших преобразованиях. Уравнение баланса энергии турбулентности b в соответствии с (1.19) при дополнительном учете ее адвективного изменения записывается в форме

$$u \frac{\partial b}{\partial x} + w \frac{\partial b}{\partial z} = k_z \left[4 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 \right] + a_1 \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial b}{\partial z} - \frac{c_1 b^2}{k}, \quad (6.16)$$

Использование (6.16) позволяет оценить влияние рельефа не только на поле скоростей, но и на турбулентный режим. Для перехода от b к коэффициенту обмена k используем соотношение (1.20) при $\Phi=1$. Переход к потоковым координатам $\varphi = \varphi(x, z)$ и $\psi = \psi(x, z)$ осуществляется в соответствии с рассмотренной схемой потенциального течения. При этом привлекаются известные соотношения

$$\frac{\partial}{\partial x} = u_\pi \frac{\partial}{\partial \varphi} + w_\pi \frac{\partial}{\partial \psi}; \quad \frac{\partial}{\partial z} = u_\pi \frac{\partial}{\partial \varphi} + w_\pi \frac{\partial}{\partial \psi}, \quad (6.17)$$

где $u_\pi = \frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial z}$, $w_\pi = \frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\frac{\partial \psi}{\partial x}$. Тогда (6.14), (6.15) и (6.3) после перехода к потоковым координатам, исключения давления p и отбрасывания малых слагаемых, принимают вид

$$u_1 \frac{\partial u_1}{\partial \varphi} + u_2 \frac{\partial u_1}{\partial \psi} = \frac{\partial}{\partial \psi} k \frac{\partial u_1}{\partial \psi} + \frac{(1 - u_1^2)}{V} \frac{\partial V}{\partial \psi} + \frac{F' u_\pi}{V^4}, \quad (6.18)$$

а из уравнения неразрывности получаем

$$\frac{\partial u_1}{\partial \varphi} + \frac{\partial u_2}{\partial \psi} = 0. \quad (6.19)$$

Здесь

$$u_1 = \frac{u u_\pi + w w_\pi}{V^2}; \quad u_2 = \frac{w u_\pi - u w_\pi}{V^2}; \quad V^2 = u_\pi^2 + w_\pi^2. \quad (6.20)$$

Уравнения (6.16) и (1.20) аналогично преобразуются к виду:

$$u_1 \frac{\partial b}{\partial \varphi} + u_2 \frac{\partial b}{\partial \psi} = a_1 \frac{\partial}{\partial \psi} k \frac{\partial b}{\partial \psi} + k V^2 \left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial \psi} \right)^2 + \frac{4 u_1}{V} \frac{\partial V}{\partial \psi} \frac{\partial u_1}{\partial \varphi} \right] - \frac{c_1 b^2}{V^2 k}, \quad (6.21)$$

$$\frac{\partial k}{\partial \varphi} - \frac{k}{b} \frac{\partial b}{\partial \psi} = -\frac{x c_1^{1/4}}{V} b^{1/2}. \quad (6.22)$$

В набегающем потоке развивается внутренний пограничный слой над препятствием. На достаточно большом удалении от подстилающей поверхности ее влияние затухает и скорости движения во внутреннем пограничном слое непрерывно переходят в скорости набегающего потока. Этому соответствуют следующие граничные условия: $u_1 = u^0(\psi)$, $u_2 = 0$ при $\psi \rightarrow \infty$ и $u_1 = 1$ при $\psi \rightarrow 0$. Здесь $u^0(\psi)$ представляет собой вертикальный профиль скорости ветра в набегающем потоке, нормированной на величину V , т. е. на скорость ветра при $\psi \rightarrow \infty$. Кроме того, в качестве граничных условий принимается, что $u_1 = u_2 = 0$ при $\psi = 0$. Безразмерные скорости u_1 и u_2 связаны с реальными скоростями u и w вдоль осей x и z соотношениями: $u(x, z) = u_1 u_n - u_2 w_n$ и $w(x, z) = u_1 w_n - u_2 u_n$. Выше пограничного слоя $u_1 = 1$, $u_2 = 0$. Тогда $u = u_n$, $w = w_n$. Это означает, что скорость движения на верхней границе пограничного слоя непрерывно переходит в скорость потенциального потока.

Последнее слагаемое в (6.18) обеспечивает согласование скорости ветра на границе внутреннего пограничного слоя со скоростью набегающего потока на том же уровне и пригодность полученного решения для описания зависимости скорости ветра от высоты над горизонтально однородной поверхностью земли. Вместе с тем учет этого члена вызывает некоторые осложнения, связанные с изменением направления ветра с высотой под действием силы Кориолиса. Оказывается, что для определения изменений компоненты скорости u вдоль оси x необходимо решать уравнение для компоненты скорости v вдоль оси y . Однако для пологих препятствий задачу удается упростить, если учесть, что в этом случае компонента скорости v совпадает со своим значением v^0 в набегающем потоке. Последнее может быть исключено с помощью соотношения

$$\frac{d}{dz} k^0 \frac{du^0}{dz} = 2\omega_z (v^0 - v_g), \quad (6.23)$$

где k^0 — коэффициент обмена в набегающем потоке, ω_z — вертикальная составляющая угловой скорости вращения Земли, v_g — компонента геострофического ветра по оси y .

Для не очень крутых склонов $u_n \approx V$. Тогда, используя (6.23), последний член в (6.18) записывается в форме

$$\frac{F' u_n}{V^4} \approx \frac{1}{V^3} \frac{d}{dz} k^0 \frac{du^0}{dz}. \quad (6.24)$$

Скорость ветра u^0 в приземном слое атмосферы (при $\psi \leq \psi_h$) задается приближенно с помощью логарифмической функции

$$u^0 = \frac{\ln \frac{\psi + \psi_0}{\psi_0}}{\ln \frac{\psi_h + \psi_0}{\psi_0}}, \quad \text{а при } \psi \geq \psi_h \quad u^0 = 1, \quad (6.25)$$

где ψ_0 и ψ_h — шероховатость подстилающей поверхности и высота приземного слоя в потоковых координатах.

Отличие (6.21) от соответствующего уравнения энергии для условий горизонтально однородной поверхности заключается в наличии дополнительного слагаемого $4k_z V u_1 \frac{\partial V}{\partial \psi} \frac{\partial u_1}{\partial \psi}$ в транс-

формационном члене уравнения энергии турбулентности. Можно показать, что вблизи подстилающей поверхности с радиусом кривизны границы $R_r \frac{\partial V}{\partial \psi} = 1/R_r$. Следовательно, над выпуклыми

участками поверхности ($R_r < 0$) это слагаемое описывает уменьшение генерации энергии турбулентности, над вогнутыми участками границы ($R_r > 0$) — дополнительную трансформацию среднего движения в турбулентную энергию.

В качестве граничных условий для (6.21) принимается затухание при $\psi \rightarrow \infty$ энергии турбулентности b до нуля, поскольку генерация ее происходит под влиянием подстилающей поверхности, а также равенство значений трансформационного члена и диссипации энергии на нижней границе (при $\psi = 0$). Решение задачи выполняется с помощью ЭВМ.

На рис. 6.5 а даны вертикальные профили скорости ветра, вычисленные для различных участков воздушного потока над холмом высотой $h_0 = 50$ м.

Отмечается наличие максимума скорости ветра на некоторой высоте, обусловленного противоположным воздействием напряжения турбулентного трения и бернуллиевого градиента давления. Наличие и положение этого максимума согласуется с данными экспериментов по моделированию обтекания холма в аэродинамической трубе (см. п. 6.10).

Рис. 6.5 б иллюстрирует изменение для того же холма отношения скорости ветра u и коэффициента обмена k_z к их значениям в набегающем потоке u^0 и k_z^0 на двух высотах над подстилающей поверхностью (1 и 10 м). Полученные результаты согласуются с данными измерений в естественных условиях (см. п. 6.1), а также в аэродинамической трубе (см. п. 6.10). При расчетах выявляется и ряд тонких эффектов, которые в настоящее время трудно обнаружить экспериментальными методами. Это, в частности, относится к различному характеру приближения с высотой скорости ветра и коэффициента обмена к значениям, характерным для ровного места. Как видно из рис. 6.5 б, коэффициент обмена над холмом приближается к своему значению над ровной местностью заметно быстрее, чем скорость ветра.

Найденные значения горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра, а также коэффициента обмена,

использовались для численного решения уравнения диффузии (1.2) в случае высотного источника, расположенного в разных частях холмистой местности. Результаты расчета количественно уточняют выводы, полученные на основании приближенных схем исследования (см. п. 6.3 и 6.4). Вместе с тем они позволяют

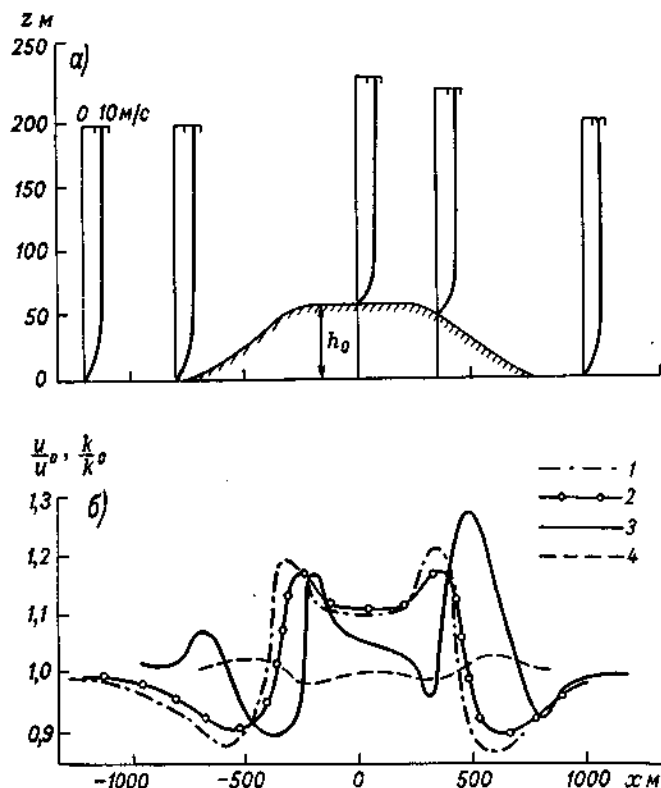


Рис. 6.5. Вертикальные профили скорости ветра u (а) и отношения u и k к их значениям в набегающем потоке u^0 , k^0 (б) на высотах 1 и 10 м.

1) u_1/u_1^0 , 2) u_{10}/u_{10}^0 , 3) k_1/k_1^0 , 4) k_{10}/k_{10}^0 .

оценить пределы применимости метода потенциальных течений. Так, из данных вычислений с учетом генерации турбулентности во внутреннем пограничном слое следует, что при перемещении источника вдоль линии тока потенциального течения максимум наземной концентрации изменяется, а не остается постоянным, как это следует при использовании метода потенциальных течений. Для источника высотой 100 м и холма высотой 50 м такое изменение достигает почти 30% от среднего значения.

6.6. Учет зависимости начального подъема от условий рельефа. Выполненный анализ влияния неровностей рельефа на распространение примесей относится к источникам с фиксированной высотой. Он не учитывает начального подъема примеси, характерного для реальных выбросов вредных веществ в атмосферу, который существенно зависит от скорости ветра вблизи уровня источника (см. п. 3.3).

При расположении одинаковых дымовых труб в различных точках пересеченной местности скорость ветра на уровне их устья не одинакова, в связи с чем изменяется и начальный подъем. Это может привести к существенным изменениям максимальной концентрации c_m , опасной скорости ветра u_m и вообще к иным зависимостям поля концентраций от определяющих его параметров. Вопросы влияния начального подъема на распространение примесей в условиях пересеченной местности рассматривались в работе Берлянда и Киселева (1973). При этом для нахождения поля скоростей ветра использовался метод конформного отображения. Уравнение границы в параметрической форме для холма, изображенного на рис. 6.1, записывалось в виде (6.12), а комплексный потенциал задавался выражением (6.11). Вводились потоковые координаты ϕ и ψ . Для коэффициента обмена полагалось $k_z = k(\psi)$, что давало возможность использовать соотношение (6.10), а также вытекающий из него вывод, согласно которому

$$q'_m = q'_m(\psi_H). \quad (6.26)$$

Далее для вычисления максимума наземной концентрации q_m от точечного источника фиксированной высоты H использовалась формула (2.11), которая в потоковых координатах принимает вид

$$q_m = \frac{CM}{u_{1\psi} \psi_H^0}. \quad (6.27)$$

Если учесть начальный подъем примеси ΔH , то вместо H нужно подставить ее эффективное значение $H_e = H + \Delta H$. В (6.27) тогда вместо ψ_H войдет ψ_{H_e} , соответствующая H_e .

Подъем ΔH определяется формулой (3.37), в которую входит скорость ветра u_ϕ на высоте флюгера z_ϕ , обычно равной 10 м. Целесообразно в (3.37) перейти от u_ϕ к скорости ветра u_H на высоте источника H , воспользовавшись логарифмическим законом (1.18), согласно которому $u_H = u_\phi \frac{\ln H/z_0}{\ln z_\phi/z_0}$.

Это позволяет исключить погрешность, которая возникла бы при использовании в формуле (3.37) скорости потенциального течения на высоте z_ϕ .

В условиях сложного рельефа также должны существовать опасная скорость ветра u_m , определяемая из условия $\partial q_m / \partial u = 0$, и соответственно максимум концентрации c_m .

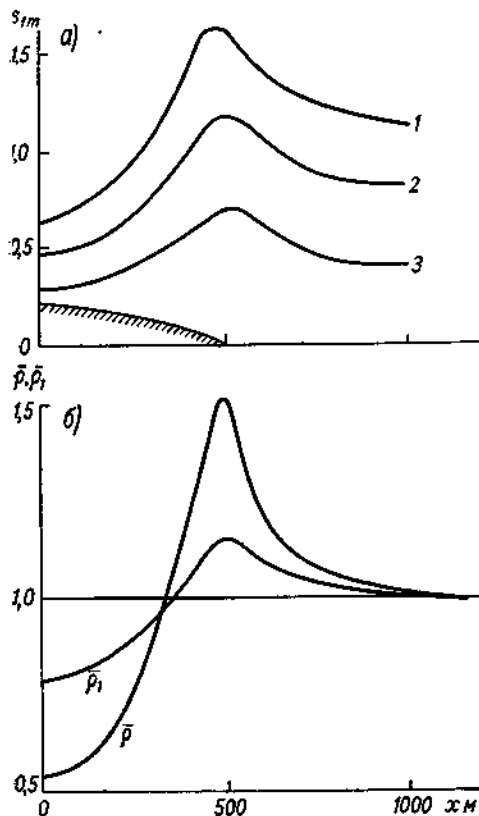


Рис. 6.6. Максимальные концентрации s_{1m} (а) и поправочные коэффициенты к максимальной концентрации $\bar{p}$ и опасной скорости p_1 (б) в зависимости от положения источника в холмистой местности.

Кривая	1	2	3
w_0 м/с	10	10	20
ΔT °C	100	200	100

При данном подходе решение симметрично относительно вершины холма, приводятся данные только для подветренного склона (рис. 6.6 а). В данном примере высота источника принималась $H_0=50$ м, высота холма $h_0=100$ м, протяженность его $2a=1000$ м, $R_0=2,5$ м. Из рисунка видно, что максимальная концентрация постепенно возрастает с удалением источника от вер-

Были проведены численные расчеты с помощью ЭВМ для ряда характерных вариантов. Вычисления проводились для величины пропорциональной максимуму s (см. (2.1)), т. е. s_{1m} . При расчетах отдельных случаев фиксировалось значение скорости ветра в набегающем потоке и определялось значение максимальной концентрации q_m от источника, расположенного последовательно в разных точках исследуемого рельефа. Затем аналогичные вычисления выполнялись для других скоростей ветра и определялись значения опасной скорости ветра и соответствующей ему максимальной концентрации s_{1m} для отдельных положений источника на местности.

Результаты расчета для ряда характерных параметров из (3.37) приведены на рис. 6.6 и в табл. 6.1.

На рис. 6.6 а представлены значения величины s_{1m} в зависимости от положения источника на холме, изображенном на рис. 6.1. Поскольку при использова-

шины холма и достигает наибольшей величины, когда источник находится у подножия, а затем медленно убывает.

Таблица 6.1

Значения начального подъема ΔH и опасной скорости u_m

Параметры источника		x м					
		0	200	400	600	800	1000
$w_0 = 10$ м/с	ΔH	54	47	37	37	39	41
$R_0 = 2,5$ м	u_m	3,8	4,2	5,2	5,2	5,0	4,8
$\Delta T = 100^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,79	0,88	1,08	1,08	1,04	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,70	1,22	1,17	1,04	1,00
$w_0 = 10$ м/с	ΔH	48	43	32	32	36	36
$R_0 = 2,5$ м	u_m	4,8	5,2	6,6	6,6	6,2	6,2
$\Delta T = 200^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,77	0,84	1,06	1,06	1,00	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,69	1,21	1,16	1,04	1,00
$w_0 = 20$ м/с	ΔH	72	61	47	47	52	53
$R_0 = 2,5$ м	u_m	4,8	5,4	6,8	6,8	6,4	6,2
$\Delta T = 100^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,78	0,87	1,10	1,10	1,03	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,69	1,19	1,15	1,04	1,00
$w_0 = 5$ м/с	ΔH	54	40	31	31	34	34
$R_0 = 2,5$ м	u_m	3,0	3,2	4,0	4,0	3,8	3,8
$\Delta T = 100^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,79	0,84	1,05	1,05	1,00	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,69	1,21	1,17	1,04	1,00
$w_0 = 10$ м/с	ΔH	50	43	34	34	38	38
$R_0 = 2,5$ м	u_m	4,4	4,8	6,0	6,0	5,6	5,6
$\Delta T = 100^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,79	0,86	1,07	1,07	1,00	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,70	1,22	1,08	1,02	1,00
$w_0 = 10$ м/с	ΔH	50	43	32	32	36	36
$R_0 = 1$ м	u_m	2,0	2,2	2,8	2,8	2,6	2,6
$T\Delta = 100^\circ$ C	u_m/u_{m0}	0,77	0,85	0,92	1,15	1,00	1,00
	$\bar{p}$	0,54	0,69	1,21	1,17	1,04	1,00

В табл. 6.1 для этого же случая приведены значения опасной скорости u_m , соответствующие значения подъема ΔH , отношения u_m/u_{m0} и $\bar{p} = c_m/c_{m0}$ (индексом нуль отмечены значения для ровного места) в зависимости от расстояния x источника от вершины холма. Характер изменения s_{1m} такой же, как и на рис. 6.6 а. Величина опасной скорости u_m зависит от положения источника. Она примерно постоянна для расстояний x , равных 800—1000 м. С приближением источника к холму u_m постепенно возрастает и достигает максимума при расположении источника у подножия. Затем значение u_m резко убывает и для источника на вершине становится существенно меньше, чем для источника на ровном месте.

Во всех рассмотренных случаях характер изменения максимальной концентрации s_{1m} примерно одинаков, что позволяет представить ее в виде $s_{1m} = c_{10}\bar{\rho}$, где $\bar{\rho}$ — поправочный множитель.

Как видно из табл. 6.1, $\bar{\rho}$ мало зависит от параметров w_0 , R_0 и ΔT в широком интервале их изменения. На рис. 6.6 б представлена зависимость среднего значения $\bar{\rho}$ от расстояния источника до вершины холма x . Кроме того, $\bar{\rho}$ зависит от высоты источника и параметров холма.

Аналогично s_{1m} для опасной скорости ветра u_m можно записать: $u_m = u_{m0}\bar{\rho}_1$, где u_{m0} — опасная скорость ветра для источника, расположенного на ровном месте. Поправочный множитель $\bar{\rho}_1$ зависит от параметров выброса сильнее, чем $\bar{\rho}$. Среднее значение $\bar{\rho}_1$, как функции от x , тоже приведено на рис. 6.6 б.

Подобные расчеты можно выполнить и для других форм рельефа.

6.7. Трансформация воздушного потока над водоемом и влияние водоемов на распространение примеси. В начале этой главы отмечалось, что тепловые электростанции и крупные промышленные объекты нередко располагаются возле рек или специально созданных искусственных водоемов. Над такими водоемами вследствие различной температуры и шероховатости их поверхности и берегов трансформируются воздушные потоки. Кроме того, поверхности воды и суши различным образом взаимодействуют с примесью. Берляндом и Гениховичем (1971) проводились теоретические оценки влияния теплых водоемов на трансформацию воздушных масс и распространение примеси.

Задача решается в два этапа: вначале исследуется трансформация полей скорости ветра и коэффициента обмена над водоемом, а затем определяется концентрация примеси от высотного источника на основе решения уравнения турбулентной диффузии с коэффициентами, полученными на первом этапе. Характеристики воздушного потока находятся из численного решения следующей системы уравнений: движения (6.28), переноса тепла (6.29), статики (6.30), баланса энергии турбулентности (6.31) и диффузии (1.2):

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (6.28)$$

$$u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (6.29)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{g\theta}{T_a}, \quad (6.30)$$

$$u \frac{\partial b}{\partial x} + w \frac{\partial b}{\partial z} = a_1 \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial b}{\partial z} + k_z \left| \frac{du}{dz} \right|^2 - \frac{gk_z}{T_a} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{c_1 b^2}{k_z}, \quad (6.31)$$

а также уравнения неразрывности (6.3) с учетом соотношения связывающего k_z с b и путем смещения l (1.20) (см. п. 1.5).

Здесь θ — отклонение температуры от ее значения в набегающем потоке. Для пути смещения l используется простейшее соотношение $l = x(z + z_0)$. При этом полагается, что шероховатость z_0 имеет разные значения на берегу и над водоемом.

В качестве граничного условия для величины θ принимается, что она на подстилающей поверхности ($z=0$) претерпевает скачок θ_0 при переходе с суши на воду. Для упрощения полагается, что в набегающем потоке (при $x=0$) температурная стратификация является безразличной, а изменение скорости ветра u^0 с высотой описывается логарифмическим законом

$$u^0 = \frac{v_*}{\kappa} \ln \frac{z + z_0}{z_0},$$

где v_* — динамическая скорость.

Решение данной задачи позволяет построить модель трансформации воздушной массы над водоемом с учетом термических факторов, обусловленных разностью температуры берег—вода, и динамических причин, связанных со скачком шероховатости при переходе с суши на водную поверхность.

Удобно ввести отклонения ветра u' и энергии турбулентности $b' = b^0 r$ соответственно от их начальных значений u^0 и $b^0 =$

$= \frac{v_*^2}{c_1}$ на берегу, т. е. $u = u^0 + u'$ и $b = b^0(1 + r)$. Выражение для

коэффициента обмена при этом принимает вид $k_z = v_* l \sqrt{1 + r}$, а (6.28) и (6.30) после исключения из них давления p и ряда преобразований записываются как

$$(u^0 + u') \frac{\partial u'}{\partial x} + w \frac{\partial u'}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u'}{\partial z} + \frac{v_*^2}{2\sqrt{1+r}} \frac{\partial r}{\partial z} - \frac{v_* w}{l} + \frac{g}{T_a} \int_0^\infty \frac{\partial \theta}{\partial x} dz, \quad (6.32)$$

$$(u^0 + u') \frac{\partial r}{\partial x} + w \frac{\partial r}{\partial z} = a_1 \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial r}{\partial z} + \frac{c_1 k_z}{v_*} \left[\frac{\partial u'}{\partial z} \left(\frac{2v_*}{l} + \frac{\partial u'}{\partial z} \right) \right] - \frac{g}{T_a} \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.33)$$

Результаты расчета с помощью ЭВМ, выполненные И. Г. Грачевой, показывают, что полученное решение приближенно можно считать автомодельным, так как отклонения характеристик

воздушного потока от их значений на наветренном берегу представляются в виде

$$u' = u'_m(x) f_1\left(\frac{z}{x}\right), \quad \vartheta = \vartheta_0 f_2\left(\frac{z}{x}\right), \quad r = r_m(x) f_3\left(\frac{z}{x}\right).$$

Это следует, например, из рис. 6.7, на котором даны значения $\frac{u'}{u'_m}$ в зависимости от $\frac{z}{x}$ для различных x и при $\vartheta_0 = 5^\circ \text{C}$, $v_* = 0,3 \text{ м/с}$.

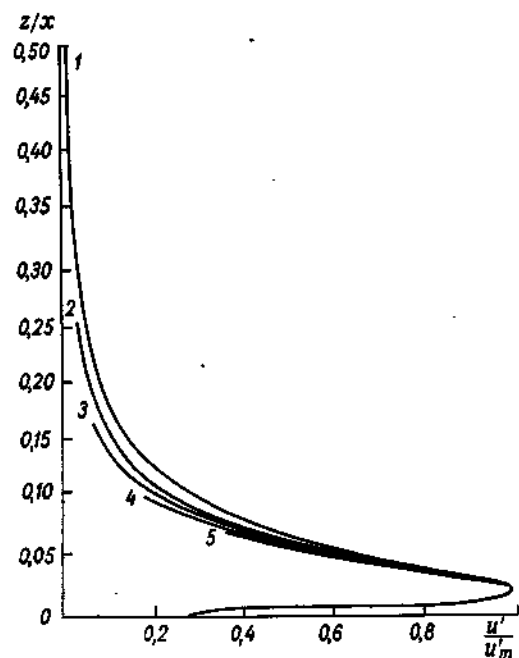


Рис. 6.7. Распределение скорости ветра над водоемом.

Кривая	1	2	3	4	5
x м	100	200	300	400	500

Анализ исходной системы уравнений показывает, что вблизи берега в процессе трансформации главную роль играет взаимодействие плавучести со скоростью набегающего потока; решение здесь определяется величиной $\frac{v_*^2 T_a}{g \vartheta_0 x}$. Для максималь-

ных значений u'_m и r_m получено, что $u'_m(x) \sim \frac{g \vartheta_0 x}{v_* T_a}$, $r(x) \sim$

$\sim \frac{g \vartheta_0 x}{v_*}$. На более далеких расстояниях развитие процесса зависит от характера изменения k_z за счет генерации турбулентности над водоемом. Главную роль начинает играть параметр $\frac{\vartheta_0}{T_a}$, причем

$$u'_m \sim \sqrt{\frac{g \vartheta_0 x}{T_a}} \quad \text{и} \quad r \sim \frac{g \vartheta_0 x}{T_a}.$$

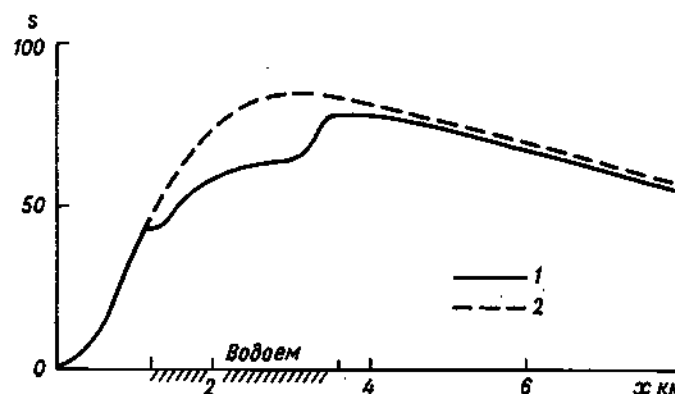


Рис. 6.8. Распределение концентрации примеси s на высоте 2 м при наличии водоема (1) и при его отсутствии (2).

Из расчетов зависимости u'_m от x следует, что можно выделить на оси x две области трансформации потока. В первой из них $u'_m \sim x$, а во второй $u'_m \sim \sqrt{x}$. Приближенно $u'_m = -0,07 \lg(0,014x + 1)$ при $x < 600 \text{ м}$.

В работе Берлянда (1967в) приводятся примеры расчета изменения наземной концентрации от источника на высоте 2 м при перемещении воздушного потока над водоемом за счет только эффекта поглощения примеси на водной поверхности. Полагается, что ветер направлен перпендикулярно к водоему и что на его поверхности $(L_1 \leq x \leq L_2) q|_{z=0} = 0$, тогда как для других x значение $k_z \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0$.

На рис. 6.8 представлен расчет концентрации на высоте 2 м при высоте источника $H = 120 \text{ м}$. Вследствие того, что водные поверхности постоянно поглощают примесь, концентрации ее в непосредственной близости к ним уменьшаются. На подветренных берегах концентрации быстро возрастают и достигают значений, примерно равных значениям на соответствующем

расстоянии в случае однородной поверхности суши. Однако так как над водоемами обычно наблюдаются нисходящие течения и турбулентность заметно изменяется, то здесь могут наблюдаться концентрации большие, чем над горизонтально однородной местностью. Частично эффекты, связанные с трансформацией воздушных масс и поглощением примеси водной поверхностью, оценивались и в п. 5.3 при рассмотрении распространения примеси в условиях речных туманов. Задача о трансформации воздушных масс над водной поверхностью представляет также большой самостоятельный интерес для решения научных и технических вопросов. Ее отдельные аспекты рассматривались Тейлором, Л. С. Гандиным, А. С. Зайцевым, Е. Н. Надежиной и др.

6.8. Моделирование в аэродинамических трубах. Наряду с теоретическими исследованиями структуры воздушного потока над неровной подстилающей поверхностью проводятся также эксперименты по ее моделированию в аэродинамических трубах. Такие работы представляют интерес для изучения ряда метеорологических процессов. Постановка их существенно проще проведения сложных опытов в реальной атмосфере. Они позволяют, в частности, изучить перенос примеси в редко встречающихся условиях и оценить влияние большого числа факторов, обуславливающих рассеяние выбросов.

Вместе с тем постановка лабораторных экспериментов требует исследования возможности переноса полученных результатов на природные процессы, т. е. установления критериев подобия, которые должны соблюдаться при моделировании. Основные трудности, возникающие при этом, связаны с многомасштабностью атмосферной турбулентности, которая в значительной степени осложняет воссоздание реальных движений над моделями. Рядом авторов проанализированы частные случаи данной задачи. Однако в целом она еще не получила достаточно полного решения. Нередко в работах по моделированию ограничиваются только эмпирическим подходом без соответствующих теоретических обобщений и без анализа подобия полученных результатов изучаемым атмосферным процессам.

Первые работы по моделированию воздушных потоков над неровностями земной поверхности относятся примерно к 1930 г. Так, М. Абе в Японии исследовал течение воздуха над моделью горы Фудзияма, представляющей собой отдельную возвышенность конического типа, что удобно для анализа ее обтекания.

В Англии моделировались воздушные потоки над Гибралтарской скалой. Для характеристики распределения скоростей ветра в естественных условиях в этом районе проводились шаропилотные наблюдения.

Оказалось, что по характеру течения, полученные на модели, сходны с течениями в реальной обстановке, однако в значениях скоростей и направлений воздушных потоков отмечаются значительные расхождения.

Основное развитие работы по моделированию атмосферных процессов получили в последнее десятилетие. Обширные исследования в данном плане проводятся в США Сермаком с сотрудниками (1971). Они используют большую аэродинамическую трубу, специально разработанную для метеорологических исследований. Сечение трубы $1,8 \times 1,8$ м, длина рабочей части — около 30 м. В ней создаются скорости движения воздуха от 0,5 до 40 м/с с начальной интенсивностью турбулентности 0,1%. В трубе имеется участок длиной 12 м, на котором регулируется температура нижней стенки и поступающего потока воздуха и создаются в довольно широком диапазоне как отрицательные, так и положительные перепады температуры. Измерительная аппаратура позволяет определить пульсационные и средние значения скорости ветра, температуры и концентрации примесей. В дополнение к основной трубе имеется несколько более коротких труб. В частности, для задач, связанных с исследованием загрязнения внешней среды, используется труба длиной 17 м, шириной 4 м и переменной высотой 2—3 м. Большая ширина трубы способствует моделированию трехмерной структуры пограничного слоя, воздушных потоков среди городских застроек и т. п. В этих трубах поставлено большое число различных экспериментов, в которых удалось воссоздать ряд особенностей турбулентного режима пограничного слоя атмосферы и обтекания рельефа воздушным потоком.

Ставились опыты и по изучению диффузии газов от источников, в частности, на модели масштаба 1:12 000 пересеченной местности в Калифорнии. Полученные результаты сопоставлялись с данными наблюдений за трассерами в полевых условиях. При этом отмечено определенное согласование между характером течений над моделями и их прототипом в атмосфере. В отношении же распределения концентраций примеси при турбулентной диффузии получено только качественное сходство.

Исследовался также турбулентный режим и распределение скоростей ветра над моделями растительного покрова. Существенное внимание уделялось критериям моделирования.

Большие аэродинамические трубы для проведения работ по моделированию атмосферных процессов используются также в Канаде (А. Девенпорт и М. Изюмов), во Франции и др. Ряд работ по лабораторному исследованию атмосферных процессов и анализу условий подобия с учетом турбулентности выполнен в Японии (С. Немото, Э. Иноуэ), в Дании (М. Енесен и Н. Франк), а также в других странах.

Методы моделирования нашли применение и для изучения характера воздушных потоков и границ аэродинамических течений для зданий на промышленных площадках и в жилых застройках.

Некоторые практические выводы из работ Г. Штрома, И. Халитского и др. в этом направлении приведены Тарнером (1969). Например, для того чтобы избежать попадания выбросов в аэродинамическую тень здания, рекомендуется обеспечить начальные значения вертикальной скорости уноса дымовых газов в 1,5 раза большие, чем величина скорости ветра на высоте источника.

Использовалось моделирование также для определения начального подъема дымовых газов из фабричных труб. Так, первые формулы для оценки эффективного подъема дымового факела были получены Девидсоном на основании экспериментов в аэродинамической трубе, проведенных Л. Брайантом. Ряд работ в этом направлении выполнен в США и в Англии.

Некоторые исследователи, в частности Фаси (1971) во Франции, предпринимали попытки применять для моделирования обтекания препятствий земной поверхности и процессов загрязнения воздуха еще водяные или гидравлические лотки. Фаси рассматривал обтекание в лотках моделей пересеченной местности, которые обрабатывались специальным составом, принимающим различную окраску в зависимости от концентрации выбрасываемой от источников примеси. Для установления взаимосвязи между цветом поверхности и концентрацией на ней выполнялась специальная калибровка, при которой концентрация определялась по формуле Сеттона для адиабатических условий. Таким образом, например, исследовался характер распространения выбросов сернистого газа от нефтехимического комбината, проектируемого в долине Сены.

Вопросам моделирования атмосферных процессов серьезное внимание уделялось и в советских работах. Первые результаты в этом направлении относились к решению отдельных практических задач. В книге Шелейховского (1949) рассмотрены некоторые вопросы лабораторных исследований условий загрязнения воздуха в городах. При анализе соответствующих критериев подобия в ней указывается на необходимость учета связи параметров атмосферной диффузии и порывистости ветра, отмечается независимость характера турбулентного обтекания препятствий от числа Рейнольдса.

Реттером (1959) сопоставлены полученные в лабораторных и естественных условиях опытные данные об аэродинамических характеристиках производственных зданий и установлено их приближенное согласование. Дюнин при решении задачи моделирования метелей и аэродинамику противометельных защит-

ных средств, получил ряд выводов, представляющих интерес и для анализа процессов обтекания препятствий в атмосфере.

Эльтерманом (1967) проведены эксперименты по распространению примеси в аэродинамической трубе сравнительно малых размеров от моделей промышленных предприятий. Таким образом, были исследованы, в частности, условия загрязнения воздуха в районе крупных химических комбинатов, а также заводов по производству пластических масс и алюминия.

Некоторые градостроительные задачи, связанные с характером воздушных потоков среди зданий, решались с помощью экспериментов в аэродинамической трубе Ф. Л. Серебровским и др. В. И. Пивкина и В. А. Хохлов на основе аэродинамического моделирования показали, что степень ослабления ветра среди застроек четырех различных типов при наличии и отсутствии зеленых насаждений изменяется от 0,3 до 0,9. При этом отмечалось, что зеленая полоса среди застройки дает большее ослабление ветра, чем перед застройкой.

В последнее время температурное моделирование горячей струи используется Рихтером и др. (1973) для оценки факторов, определяющих начальный подъем дымового факела ΔH от одиночных и многоствольных труб. Результаты опытов в основном подтверждают полученную нами формулу (3.37) для ΔH , в частности характер зависимости ΔH от u . Обнаружено также некоторое уменьшение начального подъема с усилением турбулентности окружающего воздуха.

6.9. Условия переноса результатов моделирования на естественные процессы. При моделировании процессов загрязнения атмосферы, кроме указанных трудностей воссоздания турбулентного режима воздушных течений, требуется одновременно моделировать и тип источников, а также их начальный подъем. Учет такого большого комплекса показателей процесса практически мало осуществим. Поэтому попытки моделировать распространение примеси позволили определить лишь некоторые общие его черты, совершенно недостаточные для решения большинства практических задач.

Новый подход к моделированию процессов обтекания неровностей подстилающей поверхности применительно к задачам распространения примесей развивается в работах отдела исследований атмосферной диффузии ГГО и Института механики Московского университета (Зражевский и др., 1968; Горлин и Зражевский, 1968, 1969; Берлянд, 1967в; Берлянд и др., 1970). Его основные особенности состоят прежде всего в том, что в целях изучения условий загрязнения воздуха моделируются не процессы распространения примеси, а ветровой и турбулентный режимы воздушных потоков над различными неровностями местности. По результатам моделирования определяются

скорость ветра и коэффициент обмена, являющиеся коэффициентами уравнения атмосферной диффузии (1.2). Затем по установленным коэффициентам находится численное решение данного уравнения. С этой целью используется специальная программа для обработки экспериментальных данных на ЭВМ.

Кроме того, одно из отличий этих опытов от рассмотренных выше состоит в том, что в них применяются сборные элементы неровностей подстилающей поверхности, например холмов или впадин, с различными углами наклона и высоты. Это позволяет обобщить результаты для применения к более широкому диапазону изменения характеристик рельефа.

Большое значение имеет исследование способов переноса результатов моделирования на процессы в реальной атмосфере. В рассмотренных в предыдущем параграфе исследованиях критерии подобия обычно устанавливаются только из уравнений движения и неразрывности, которые не составляют замкнутой системы, описывающей процессы в турбулентной атмосфере. Кроме того, при анализе условий подобия часто не учитываются граничные условия. Динамическое подобие для ламинарных течений определяется обычно числом Рейнольдса Re , характеризующим отношение инерционных сил к силе кинематической вязкости, а для реальной атмосферы — так называемым турбулентным числом Рейнольдса Re_t , полученным из Re заменой коэффициента молекулярной вязкости ν на коэффициент обмена k_z . Для стратифицированных потоков в качестве дополнительного критерия рекомендуется также число Фруда Fr , представляющее собой отношение силы инерции к архимедовой силе плавучести. Для атмосферы существует прямая связь между Fr и числом Ричардсона Ri . При достаточно сильных ветрах и при стратификации, близкой к равновесной, числом Фруда можно пренебречь. Кроме того, устанавливаются еще и некоторые другие критерии подобия, которые должны соблюдаться при моделировании в отдельных частных случаях (Сермак и Эря, 1971; Снайдер, 1972 и др.). Зражевский и Клинго (1971) при исследовании динамического подобия используют замкнутую систему уравнений и граничных условий, описывающих турбулентное течение. С этой целью они применяют систему уравнений в форме, предложенной Б. И. Давыдовым, которая вместе с уравнениями движения и неразрывности включает уравнения для вторых и третьих моментов пульсаций скоростей, а также для диссипации турбулентной энергии.

Далее в соответствии с методами теории подобия для всех величин выбираются соответствующие масштабы, исходная система записывается в безразмерном виде и устанавливается комплекс безразмерных критериев подобия. В целях сокраще-

ния числа критериев подобия делается упрощающее предположение об изотропности турбулентности.

Для пограничного слоя над обтекаемой поверхностью, в котором выделяется подслой логарифмического изменения скорости ветра с высотой (аналог приземного слоя атмосферы), записываются следующие критерии подобия:

$\frac{z_0}{L^0}$ и др. — критерии геометрического подобия;

$Re = \frac{u^0 L^0}{\nu}$ — число Рейнольдса для ламинарного течения;

$Re_t = \frac{u^0 L^0}{k^0}$ — число Рейнольдса для турбулентного течения;

$Ka = \frac{R^0}{u^{02}}$ — число Кармана.

Здесь L^0 , u^0 , R^0 и k^0 — соответственно масштабы длины, средней скорости движения, турбулентной энергии и коэффициента обмена, z_0 — шероховатость подстилающей поверхности, ν — коэффициент молекулярной вязкости воздуха.

Эти же критерии следуют из замкнутой системы, использованной выше для теоретического описания течений над неоднородной подстилающей поверхностью, включающей уравнения: движения (6.14) — (6.15), неразрывности (6.3), баланса энергии турбулентности (6.16) и уравнение для определения коэффициента обмена (6.22).

Критерий $Ka = \frac{R^0}{u^{02}}$, характеризующий отношение энергий пульсационного и среднего движения, прямо связан с показателем степени турбулентности $\varepsilon = \frac{\sqrt{u'^2}}{u^0}$ (u' — пульсация скорости ветра). Если из соображений размерности положить, что $k^0 \sim \frac{R^0}{Q^0}$, где Q^0 — масштаб скорости диссипации турбулентной энергии, и $R^0 \sim u_0^3$, то из критериев ε и Re_t непосредственно следует критерий $\frac{Q^0 L^0}{R^0 u^0}$.

Критерий этот можно интерпретировать как отношение энергии диссипации к турбулентной энергии.

Турбулентное число Рейнольдса Re_t довольно широко используется в работах многих исследователей. Однако при этом возникают существенные трудности с определением k^0 , особенно для пограничного слоя, где k сильно изменяется с высотой. За k^0 рекомендуется принимать значения k_z на верхней границе приземного слоя атмосферы (логарифмического подслоя в аэродинамической трубе).

Как известно, по критерию Re определяются условия перехода от ламинарного потока к турбулентному. Для атмосферы характерны большие числа Re (от 10^6 до 10^9), в связи с чем здесь обычно наблюдается развитый турбулентный обмен. В этих условиях зависимость характеристик турбулентности от Re практически отсутствует, т. е. наблюдается автомодельный режим.

6.10. Применение моделирования для изучения структуры воздушного потока. В соответствии с изложенными в п. 6.9 положениями указанные эксперименты проводятся ГГО и МГУ в основном в аэродинамической трубе МГУ. Параметры рабочей части трубы: длина 4 м, сечение эллиптической формы с осями 4 и 2,4 м. Скорость набегающего потока изменяется от 0,5 до 40 м/с. В трубе имеется специальное устройство для турбулизации воздуха, позволяющее регулировать уровень турбулентности ε от начального значения 0,2% до величин, соизмеримых со степенью атмосферной турбулентности. Модели делаются из полированного дерева для уменьшения шероховатости и устанавливаются на плоском экране в зоне развитого пограничного слоя. Скорости движения измеряются на различных уровнях в ряде вертикальных сечений над исследуемой моделью. Для определения средних скоростей используются приборы системы ЦАГИ, а для измерения горизонтальной и вертикальной составляющих пульсационной скорости применяются термоанемометры системы ДИЗА. В тех случаях, когда требуется определение скоростей движения в непосредственной близости от подстилающей поверхности, используется специальная гребенка с 30 трубками Пито.

Опыты проводились при достаточно больших числах Re , когда зависимость характера течения от Re невелика, использовались модели наиболее характерных элементов рельефа — холмов, впадин и т. п. При этом исследовалось влияние скорости набегающего потока, турбулентности, шероховатости подстилающей поверхности. Указанная методика эксперимента позволяла переносить полученные результаты на атмосферные процессы. Модель холма в продольном сечении имела форму трапеции типа указанной на рис. 6.1. В поперечном сечении модель была достаточно протяженной. Таким образом, исследовалось двумерное течение над моделью «плоского» холма. Сборная модель состоит из трех частей: переднего и заднего склонов и средней части холма, что позволяет изучать модели с разными высотами и углами склонов.

На рис. 6.9 а представлены измеренные распределения отношения скорости ветра u к скорости набегающего потока u^0 , а также степени турбулентности ε при различных скоростях набегающего потока. Параметры модели холма: основание трапе-

ции 150 см, ее высота 10 см. Экспериментальные данные о распределении скорости ветра с высотой в общем согласуются

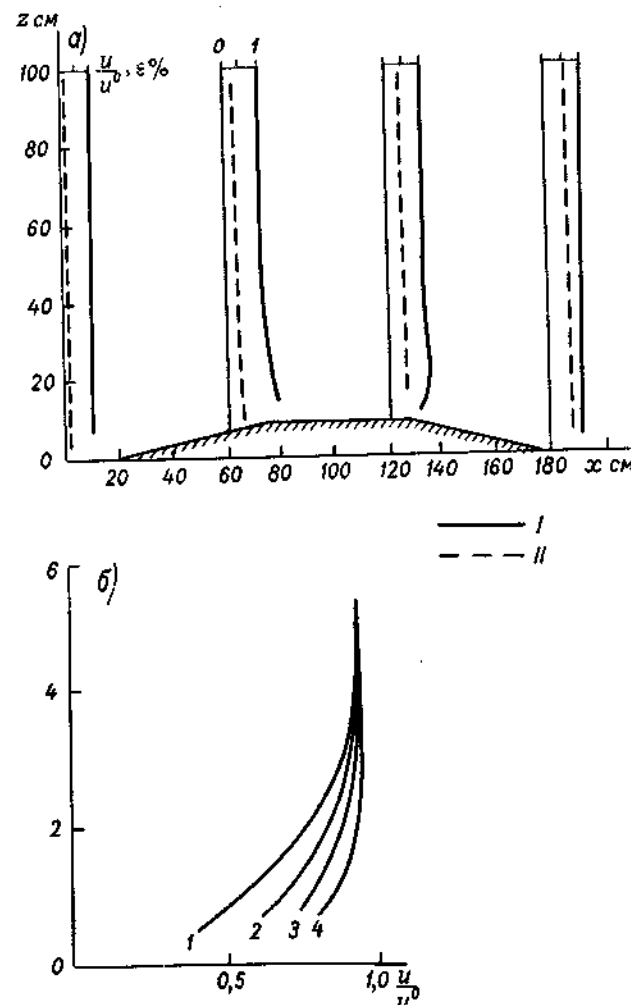


Рис. 6.9. Распределение относительной скорости движения u/u^0 (I) и степени турбулентности ε (II) над моделью холма (а) и распределение u/u^0 (б) перед холмом (1), на переднем склоне (2), за холмом (3) и на заднем склоне (4).

с результатами теории (например, см. рис. 6.5). В частности, они указывают на наличие максимума скорости на некоторой высоте. Значение этого максимума зависит от параметров холма и координат исследуемого сечения. На рис. 6.9 б представлены

вертикальные профили относительной скорости движения в различных сечениях в непосредственной близости от подстилающей поверхности. Характер этих профилей скорости находится в согласии с приведенными теоретическими выводами.

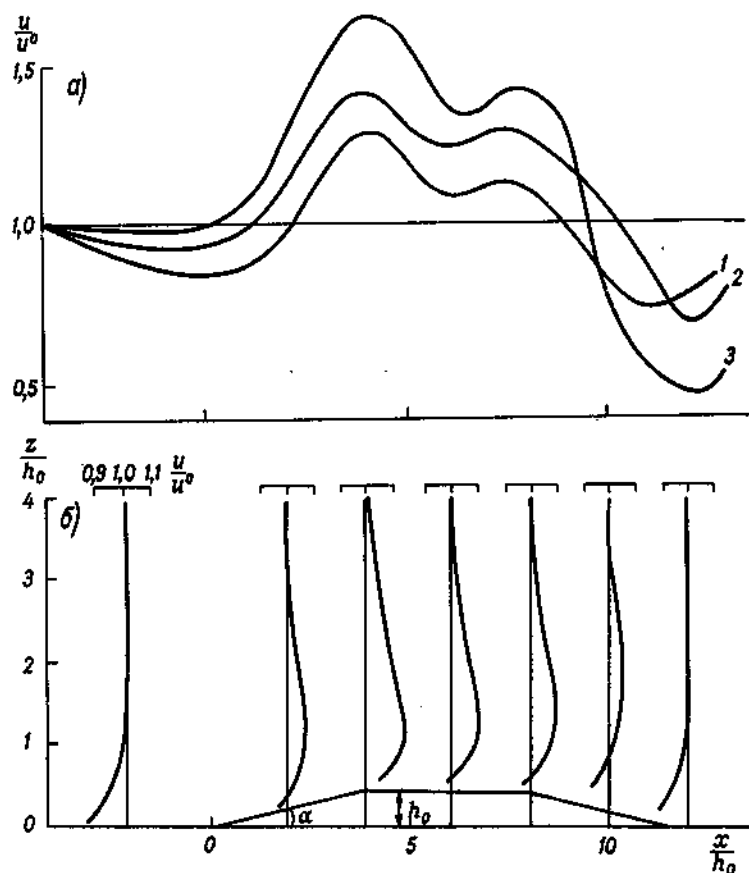


Рис. 6.10. Изменение скорости ветра у земли (а) над холмом по результатам моделирования при $\alpha=12^\circ$ (1), $\alpha=15^\circ$ (2) и $\alpha=18^\circ$ (3) и ее вертикального профиля (б).

Изменение скорости u/u^0 на фиксированной высоте вдоль потока в зависимости от угла наклона α склонов холма и ее вертикальный профиль при $\alpha=12^\circ$ указаны на рис. 6.10. В табл. 6.2 приведены некоторые сводные данные для рассмотренной в п. 6.1 величины η — отношения скоростей ветра над неоднородным рельефом и на ровной местности по материалам микроклиматических наблюдений, а также моделирования обте-

кания течения над холмами. Отмечается определенное согласование для пониженных форм рельефа. Однако в данном случае сопоставление усложняется из-за необходимости более детального учета направления ветра в набегающем потоке.

Таблица 6.2

Отношение скорости ветра над различными точками рельефа к скорости ветра на ровном месте

Форма рельефа	Угол склона, град.	Микроклиматические наблюдения η	Угол склона, град.	Эксперименты в аэродинамической трубе η
Вершины открытых возвышенностей	>10	1,4—1,5	15	1,30
Вершины небольших пологих возвышенностей	<10	1,1—1,2	18	1,55
Средние части наветренных открытых склонов	>10	1,0—1,1	6	1,10
Подветренные склоны возвышенностей	>10			
верхняя часть		1,0—0,9	15	1,05
нижняя часть		0,6	18	0,50
			15	0,65
			12	0,75
Подветренные склоны возвышенностей	<10	0,6—0,7	6	0,80

Аналогичные опыты ставились и над моделью трехмерного холма, который представлял собой усеченный конус с высотой $h_0=6$ см с горизонтальным сечением эллиптической формы с осями, у основания равными 134 и 108 см, а в верхней части — соответственно 88 и 66 см.

На рис. 6.11 представлено распределение степени турбулентности ϵ вдоль середины холма на высоте $0,3h_0$ и $0,8h_0$ при разной степени турбулентности в набегающем потоке. Полученные результаты оказались сходными с данными аналогичных измерений над плоским холмом. Следует отметить также согласованность в характере изменения турбулентности и скоростей течения с приведенными выше данными расчетов на рис. 6.5. Это согласование тем более существенно, что подобное изучение пространственного распределения турбулентности и скоростей движения, относящегося к пограничному слою атмосферы, проводилось впервые как в теоретическом, так и в экспериментальном плане.

Эксперименты ставились и с моделями прямоугольных уступов, а также различной формы впадин. На рис. 6.12 представ-

лено распределение относительных скоростей над впадиной, форма и размеры которой показаны на рисунке внизу.

В опытах проводились также измерения пространственного распределения вертикальной скорости. Таким образом, они поз-

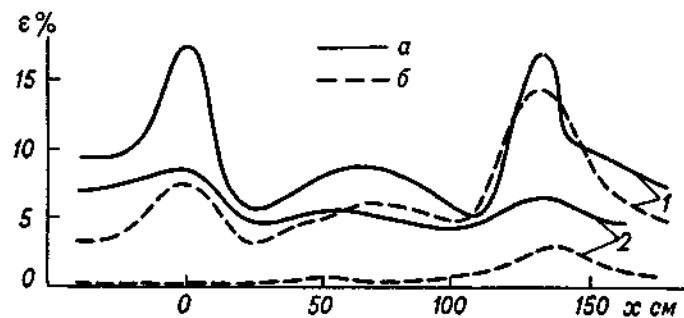


Рис. 6.11. Распределение степени турбулентности ε над моделью холма при степени турбулентности набегающего потока $\varepsilon^0 = 4\%$ (а) и $\varepsilon^0 = 0,2\%$ (б).

1) $\zeta = 0,3 h_0$, 2) $\zeta = 0,8 h_0$.

волили изучить значения необходимых коэффициентов в уравнении турбулентной диффузии. Выполнив численное интегрирование этого уравнения с полученными значениями его коэффи-

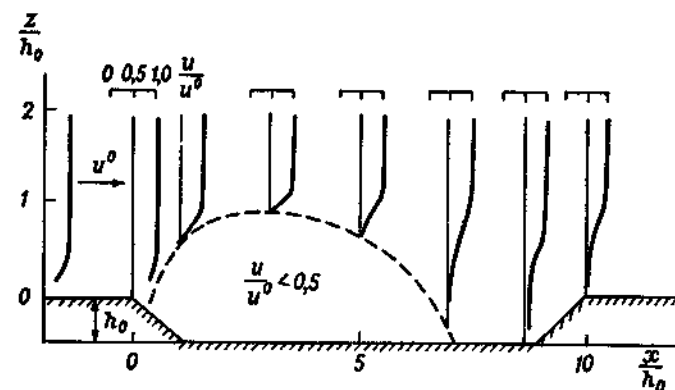


Рис. 6.12. Распределение относительной скорости движения u/u^0 над моделью впадины.

циента, как указывалось выше, можно рассчитать поле концентрации примеси над исследуемыми неровностями местности. Такая процедура требует, однако, некоторой дополнительной обработки данных моделирования. Она включает, в частности, согласование измеренных вертикальных скоростей и их значений, рассчитанных по горизонтальной составляющей скорости на

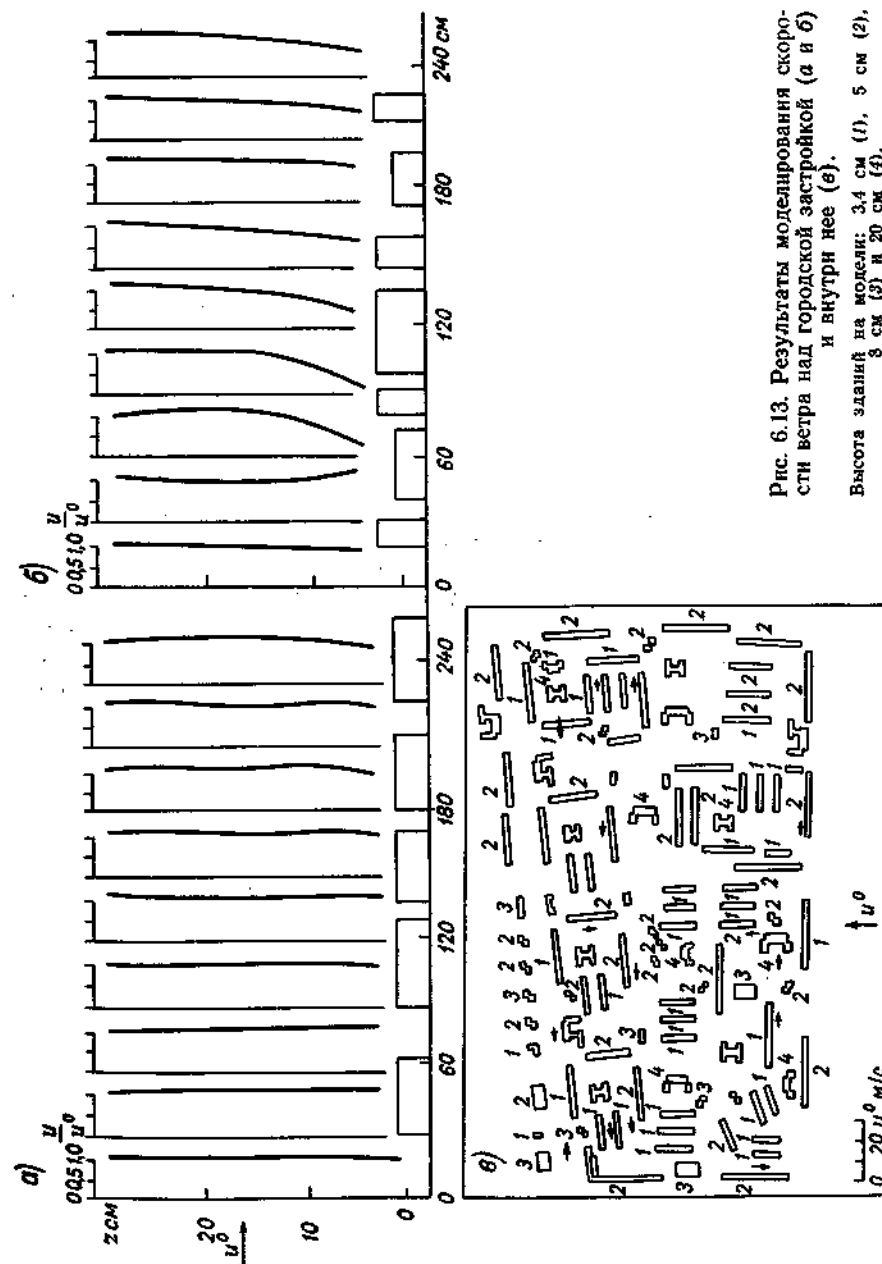


Рис. 6.13. Результаты моделирования скорости ветра над городской застройкой (а и б) и внутри нее (в).
Высота зданий на модели: 3,4 см (1), 5 см (2), 8 см (3) и 20 см (4).

основании уравнения неразрывности. Нужно также установить связи между интенсивностью турбулентности ϵ и коэффициентом обмена k . В настоящее время в ГГО подготовлена схема использования данных моделирования для теоретического определения искажений поля концентрации примеси под влиянием неровностей местности.

Серия экспериментов была поставлена для моделирования течений над городскими застройками. Исследовались образцы застроек с разноэтажными зданиями и почти непродуваемыми дворами (по типу старых кварталов Ленинграда) и образцы новых разноэтажных застроек со значительным разрывом между зданиями (рис. 6.13). Оказалось, что над моделями застройки «старого» образца (рис. 6.13 а) отмечались незначительные торможения скорости и изменения турбулентного режима. Возмущение потока проявлялось в сравнительно небольших пограничных слоях. В случае модели «современной» застройки торможение скорости было значительно больше, а область турбулентности заметно простиралась над всей моделью. Полученные результаты представлены на рис. 6.13 б.

В опытах исследовались также горизонтальные течения среди зданий в зависимости от направления и скорости ветра в набегающем потоке (рис. 6.13 в). Оказалось, что характер распределения скоростей ветра среди зданий и над ними существенно зависит и от степени турбулентности набегающего потока. Понятно, что поставить такие эксперименты в трубе значительно проще, чем провести соответствующие анемометрические съемки в условиях города.



МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ЗАГРЯЗНЕНИЕМ ВОЗДУХА

Выбор методов и приборов для определения концентраций вредных веществ в воздухе и метеорологических характеристик, обуславливающих атмосферную диффузию, зависит от конкретных задач, которые ставятся при таких наблюдениях. Обычно выделяют измерения, относящиеся к экспедиционным исследованиям или специальным экспериментам эпизодического плана, и сетевые стационарные наблюдения в городах и промышленных центрах. В первом случае программа работ может иметь сравнительно узко направленный характер, но включать более детальные исследования. Сетевые наблюдения, как правило, предусматривают комплекс измерений, необходимый в информационных или прогностических целях. В настоящей главе рассматриваются методы и приборы, предназначенные для наблюдений в обоих случаях. Результаты применения их освещаются в последующих главах.

7.1. Методы анализа состава воздуха. Определение концентрации вредных примесей в атмосфере городов большей частью производится с помощью неавтоматических химических методов. Их широкое применение обусловлено простотой аппаратного оформления, а также возможностью использования обслуживающего персонала средней квалификации. Эти методы значительно уступают автоматическим по оперативности получения данных измерений и их объему, а также требуют большой затраты труда, однако разработаны они для большего числа веществ. Поэтому можно полагать, что еще долгое время эти методы будут использоваться при определении уровня загрязнения атмосферы.

Совершенствование химических методов анализа идет по пути использования более чувствительных и специфичных реакций, изучения и устранения мешающего влияния сопутствующих примесей, а также улучшения аппаратуры для отбора проб воздуха. Основы этих методов, оперативно используемых в СССР

изложены в «Методических указаниях» (Берлянд и Вольберг, 1971) и «Инструктивно-методических указаниях» (Гольдберг и др., 1963).

Количественный анализ атмосферных загрязнений производится после их концентрирования, которое осуществляется протягиванием анализируемого воздуха через поглотительные приборы при помощи электроаспираторов. Улавливание пыли и сажи производится на фильтрующие материалы, закрепленные в специальных патронах; газы и пары поглощают растворами соответствующих реактивов, залитыми в стеклянные поглотительные приборы. Наибольшее распространение получили два типа — U-образный поглотительный прибор с пористой стеклянной пластинкой и прибор Рыхтера. Оба типа приборов обеспечивают эффективное улавливание интересующих веществ сравнительно небольшим количеством раствора реактива — 6 мл. Для большинства вредных примесей более удобным является прибор Рыхтера, допускающий протягивание воздуха со скоростью до 5—6 л/мин и обладающий небольшим гидравлическим сопротивлением. Однако при поглощении двуокси азота эффективное поглощение обеспечивает лишь прибор с пористой пластинкой.

Отбор разовых проб производится при помощи 4-канальных электроаспираторов различных марок. Одним из лучших является аспиратор, изготовляемый ленинградским заводом «Красногвардеец», имеющий два канала с пропускной способностью по 20 л/мин и два канала — по 1 л/мин. Точность измерения концентрации существенно зависит от точности измерений объема воздуха, протянутого через поглотительные приборы. Этот объем находится как произведение скорости аспирации, определяемой при помощи встроенных в электроаспиратор ротаметров, на время отбора проб. В экспедиционных условиях иногда используются переносные аспираторы, представляющие собой водяные бачки для перекачки воздуха или более совершенные аккумуляторные электроаспираторы конструкции Качора. Для определения концентрации золы, когда требуется отбор сравнительно большого объема воздуха, применяются аспираторы с электропитанием от автомобильных двигателей.

В последнее время наряду с наземными наблюдениями проводятся измерения концентраций примесей с помощью вертолетов и самолетов. Для этой цели используется воздуходувка, питающаяся от бортовой сети самолета или вертолета (Горошко и др., 1968). Были проведены методические исследования в целях установления оптимального места размещения пробоотборника. При этом выяснилось, что его следует располагать в носовой части вертолета, рядом с метеодатчиками (см. п. 7.8).

Скорость протягивания воздуха при отборе пробы необходимо поддерживать постоянной. Особое внимание следует обратить на

то, что условия заводской калибровки ротаметров могут значительно отличаться от условий их эксплуатации. Кроме того, в процессе использования аспираторов поплавки ротаметров могут загрязняться, что также приводит к увеличению погрешности отсчета. Поэтому на сети Гидрометслужбы производится обязательная ежемесячная проверка правильности их показаний с помощью мыльнопеночного расходомера.

Для предохранения от попадания брызг поглотительного раствора перед ротаметрами рекомендуется включать патроны с ватными фильтрами и силикагелем.

При отборе средних суточных проб используются либо мембранные компрессоры, соединенные с газовым счетчиком, либо вакуумные насосы, например водоструйные, соединенные с критическими соплами, обеспечивающими постоянный расход. Последний способ получил особенно широкое применение в США. Основные данные по методам отбора проб на сети гидрометслужбы СССР представлены в табл. 7.1.

Нижним пределом диапазона измеряемых концентраций является чувствительность методов.

Способы анализа атмосферных примесей весьма разнообразны, но в целом они могут быть разделены на ряд групп. Концентрации газовых ингредиентов в атмосфере большей частью определяются с помощью фотометрических методов. Для этого интересующие ингредиенты в отобранных пробах воздуха предварительно переводятся посредством химических реакций в окрашенные соединения. Далее окрашенный раствор помещается в кювету спектрофотометра или фотоколориметра, после чего определяется оптическая плотность раствора в узком интервале спектра. Затем, с помощью предварительно построенного по серии стандартных растворов калибровочного графика находится содержание вещества, соответствующее измеренной оптической плотности.

Рассмотрим методы определения некоторых наиболее распространенных ингредиентов. Для сернистого газа (SO_2) необходимо принимать во внимание быстрое окисление кислородом воздуха сульфит-иона, образующегося при растворении SO_2 в воде. Поэтому в настоящее время наибольшее распространение получил предложенный Вестом и Гейке (1956) метод, основанный на улавливании SO_2 раствором тетрахлормеркурата натрия. Образующийся при их взаимодействии дисульфитомеркурат устойчив к окислению и не препятствует дальнейшему определению концентрации SO_2 . Для анализа атмосферного воздуха данный метод используется в варианте, предложенном Скаринжелли и др. (1970). Дальнейшее определение производится по цветной реакции с раствором, содержащим парарозанилин и формальдегид. Метод имеет высокую чувствительность и дает хорошую

Таблица 7.1

Характеристики методов отбора проб воздуха и анализа их химического состава

● определяемое вещество	Поглотитель	Скорость аспирации, л/мин	Диапазон определения концентрации, мг/м ³	Устройство для отбора	Реагент
Сернистый газ	4%-ный р-р хлората калия	2	0,1—2,5	U-образный поглотитель	Хлорид бария
Сероводород	0,2%-ный р-р арсенита натрия	2 4	0,01—0,12 0,006—0,06	U-образный поглотитель Поглотитель Рыхтера	Сульфат серебра
Сероуглерод	1,5%-ный р-р диэтиламина	0,5	0,03—0,7	U-образный поглотитель	Уксусная кислота
Двуокись азота	8%-ный р-р иодида калия	0,25	0,02—0,4	U-образный поглотитель	Сульфаниловая кислота + нафтил-амин
Фенол	0,8%-ный р-р углекислого натрия	1	0,01—0,5	U-образный поглотитель	Паранитроанилин
Фтористый водород	Бидистиллированная вода	3	0,002—0,16	Поглотитель Рыхтера	
Хлор	Раствор метиленового оранжевого	1	0,012—0,4	U-образный поглотитель	
Оксид углерода	Гидроокись бария 0,01N (после сожжения CO до CO ₂)	0,25	3—400	Газовая пипетка. Резиновая камера	Соляная кислота
Сажа	Мембранный фильтр № 6	1	0,02—1,0	Патрон	
Пыль	Ткань ФПП-15	250	0,1—50	Фильтродержатель	

воспроизводимость. Однако в работах ряда авторов отмечаются многочисленные факторы, снижающие его точность.

В одной из последних работ (Блекер и др., 1973), специально посвященных оценке точности этого метода, указывается, что при обычно принятой калибровке по стандартным растворам получаются результаты, заниженные примерно на 35%. Серьезным недостатком метода является также сильная ядовитость поглотительного раствора, содержащего большую концентрацию сулемы.

С данной точки зрения преимущества при серийных определениях имеет метод, получивший широкое распространение в СССР. Он основан на поглощении SO₂ из воздуха раствором хлорноватокислого калия или перекиси водорода. Двуокись серы SO₂ окисляется при этом до серной кислоты. Концентрация сульфат-ионов определяется по интенсивности помутнения, возникающего при добавлении хлористого бария. Метод может быть использован как для определения SO₂, так и для определения суммарного содержания сернистого газа и сульфатов. Это также является преимуществом метода, поскольку в загрязненном воздухе промышленных городов сернистый газ быстро окисляется до серной кислоты и определение лишь одного SO₂ может дать неверное представление о загрязненности воздуха соединениями серы. Определение суммарного содержания окислов серы производится протягиванием воздуха непосредственно через поглотительный прибор с 6 мл раствора окислителя. При определении одного SO₂ воздух предварительно пропускается через фильтр из перхлорвиниловых волокон (ткань ФПП-15). Простота выполнения анализа не требует высокой квалификации химика-аналитика. Вместе с тем, точность и чувствительность турбидиметрического метода определения SO₂ нельзя признать удовлетворительными, поэтому изыскания в данной области следует продолжать.

Для определения двуокиси азота (NO₂) наибольшее распространение получили методы, основанные на образовании нитрит-ионами в слабокислой среде диазосоединений, с последующим сочетанием их с амином, приводящим к образованию азокрасителя. В первой группе поглощение NO₂ производится раствором реактива, дающего окраску сразу при отборе проб (метод Грисса—Зальцмана). Этот метод (Зальцман, 1954) основан на реакции NO₂ с сульфаниловой кислотой и (1—нафтил)-этилен-диамином в среде уксусной кислоты. При взаимодействии с этим реактивом в нитрит-ион переходит 72% NO₂. В ряде работ приводились и другие величины этого коэффициента (получившего наименование коэффициента Зальцмана) — от 50 до 100%. Расхождение результатов обусловлено значительными трудностями, с которыми было сопряжено получение точно известных

концентраций двуокиси азота. Метод Грисса—Зальцмана может быть использован при условии, что между отбором проб и измерением окраски проходит не более нескольких часов. Поэтому более удобными являются двухступенчатые методы анализа, обеспечивающие возможность длительного хранения пробы. Так, метод Джекобса и Хоххайзера (1958) предусматривает поглощение NO_2 в 50 мл 0,4%-ного раствора едкого натра в приборе с пористой пластинкой. При взаимодействии с раствором щелочи NO_2 образует нитрат- и нитрит-ионы.

Последующее определение нитрит-иона в растворе производится после добавления перекиси водорода, окисляющей мешающий сульфит-ион, и подкисления с помощью того же реактива Грисса—Зальцмана, в котором, однако, вместо сульфаниловой кислоты используется сульфаниламид (белый стрептоцид). Данный метод был принят в качестве стандартного в США, однако в последние годы подвергся серьезной критике. Хайгеном и Стирманом (1971) была предложена модификация этого метода, согласно которой к раствору щелочи для улучшения поглощения добавляют R -соль (0,2 г/л) и триэтанолламин (1 г/л). По их данным, степень поглощения NO_2 при этом увеличивается от 35 до 95%. Однако пока не ясно, получит ли этот метод широкое распространение.

В Советском Союзе для определения NO_2 в атмосфере применяется метод Полежаева и Гириной (1949). Для улавливания NO_2 в этом методе используется 8%-ный раствор иодида калия. Определение нитрит-иона в полученном растворе производится при помощи реактива Грисса—Илосвая (сульфаниловой кислоты и α -нафтиламина). Раствор иодида калия является существенно более эффективным поглотителем NO_2 , чем раствор щелочи. При его объеме всего 6 мл и скорости пропускания воздуха 0,25 л/мин за поглотительный прибор с пористой стеклянной пластинкой проскакивает не более 2% NO_2 .

Химические методы определения окиси углерода (CO) обычно основаны либо на сожжении CO с последующим ацидометрическим определением образующегося ангидрида угольной кислоты, либо на восстановительных свойствах CO . В последние годы получил также известное распространение газохроматографический метод, включающий восстановление CO до метана с определением последнего пламенно-ионизационным детектором. Особенно часто используемым методом химического определения CO является сожжение его до CO_2 . Этот метод положен Д. П. Сендериной в основу получившего широкое распространение в СССР титрометрического газоанализатора ТГ-5. В этом приборе сожжение CO производится на платиновой спирали, накаливаемой до $\sim 800^\circ\text{C}$ током от понижающего трансформатора. Образующаяся CO_2 улавливается в поглотительном при-

боре, заполненном 0,01 н раствором едкого бария. Непрореагировавший едкий барий оттитровывается 0,01 н соляной кислотой в присутствии фенолфталеина. Использование в приборе капиллярных бюреток, обеспечивающих более высокую точность титрования, чем у других аналогичных газоанализаторов, является одним из основных его достоинств.

Вместе с тем недостаточная чувствительность титрометрического метода, составляющая примерно 2 мкг CO в пробе, и значительная продолжительность определения (около 45 мин) являются существенными недостатками прибора ТГ-5 при его использовании для анализа атмосферы. Кроме того, вследствие сгорания на платиновой спирали, помимо CO , также и углеводородных газов: метана (частично), этана, пропана и др., которые не задерживаются встроенной в прибор очистительной системой, определение не является специфичным.

Таким образом, вследствие большой погрешности определения CO в атмосфере титрометрическим методом, превышающей во многих случаях несколько ПДК, этот метод является лишь слабо ориентировочным.

Восстановление окисью углерода иодноватого ангидрида, сопровождающееся выделением паров элементарного иода, положено в основу непрерывного кулонометрического метода определения микроконцентраций CO , разработанного Вольбергом и Починой (1974). Селективность реакции в сочетании с возможностью использования мощной очистительной системы в приборе непрерывного действия позволили обеспечить высокую специфичность определений. Чувствительность анализа 0,05 мг/м³.

Взаимодействие CO с окисью ртути, сопровождающееся выделением паров металлической ртути, использовано для непрерывного спектрофотометрического определения CO с очень большой чувствительностью — 0,005 мг/м³ (Робинсон и др., 1963). Упомянутый хроматографический метод определения CO также обеспечивает весьма высокую чувствительность и специфичность, однако громоздкость и сложность необходимой аппаратуры пока существенно ограничивают сферу его использования. По-видимому, наиболее приемлемыми для массовых определений CO являются автоматические оптико-акустические газоанализаторы (см. п. 7.2).

Для определения фтористого водорода (HF) в последние годы преимущественное распространение получили фотометрические методы, основанные на разрушении окрашенных комплексов циркония с различными индикаторами, особенно с ксиленовым оранжевым (Берлянд и Вольберг, 1971). По сравнению с распространенными методами, основанными на разрушении титано-хромотропового комплекса, они имеют существенно большую чувствительность и, что особенно ценно, менее

подвержены мешающему влиянию многих обычно сопутствующих примесей, например ионов алюминия. Последнее свойство выгодно отличает их и от популярного в последнее время метода с использованием лантан-ализаринкомплексона.

Для определения сероводорода (H_2S) одним из наиболее чувствительных является метод, основанный на поглощении сероводорода суспензией гидроокиси кадмия и на колориметрическом определении по метиленовой синей, образуемой с парафенилендиаминном в присутствии хлорида железа (Джекобс и Броверман, 1957; Павленко и Кузьмина, 1968). Чувствительность определения 0,25 мкг H_2S в пробе. Практически такую же чувствительность имеет метод, основанный на восстановлении сероводородом молибдата аммония, сопровождающемся образованием молибденовой сини. Одним из недостатков этих методов является необходимость использования для построения калибровочных кривых крайне неустойчивых водных растворов H_2S , что снижает точность анализа в целом. Поэтому в СССР наибольшее распространение получил метод И. Г. Полежаева, основанный на поглощении H_2S раствором мышьяковистокислого натрия, образующего устойчивую к окислению тиосоле. Последняя при реакции с солью серебра в кислой среде дает окрашенный в желто-коричневый цвет коллоидный раствор сульфида серебра. Большим преимуществом этого метода является возможность использования для построения калибровочного графика устойчивого раствора тиосульфата натрия, также образующего сульфид серебра при взаимодействии с раствором его соли. Однако чувствительность этого метода в 4 раза меньше, чем у методов, упомянутых выше, поэтому поиски более совершенного метода определения H_2S можно считать весьма актуальными.

Для определения сероуглерода (CS_2) его поглощают из воздуха спиртовым раствором диэтиламина. После добавления ацетата меди в случае наличия сероуглерода возникает желто-коричневая окраска, обусловленная образованием диэтилдитиокарбамата меди. Чувствительность метода 0,5 мкг сероуглерода в пробе. Для удаления сероводорода, мешающего определению, анализируемый воздух предварительно пропускается через патрон, заполненный сорбентом на основе сульфата меди (Павленко и Кузьмина, 1968).

Для определения содержания свободного хлора (Cl_2) в атмосфере наиболее точные результаты дает метод, использующий реакцию с метиловым оранжевым, сопровождающуюся обесцвечиванием раствора (Берлянд и Вольберг, 1971). Его преимуществами по сравнению с методами, основанными на взаимодействии с о-толидином, пара-аминодиметиланилином и пиридин-барбитуровым реактивом, являются устойчивость окраски и простота проведения одноступенчатого анализа при вы-

сокой чувствительности определений. Мешающее влияние такого сильного окислителя, как озон, всегда присутствующего в атмосфере, в данном случае сравнительно невелико (10% при равных концентрациях). Вместе с тем двуокись серы сильно занижает результаты. Фильтры на основе трехоксида хрома, рекомендуемые для задержки SO_2 и других восстановителей, достаточно надежны из-за чувствительности к влаге воздуха. Поэтому остается важным вопрос предотвращения мешающего влияния различных сопутствующих примесей.

Фенол (C_6H_5OH) определяют по реакции с диазотированным паранитроанилином, вызывающей желтое окрашивание. Чувствительность определений 0,2 мкг фенола в пробе, по Г. П. Ефремовой, 1951. Сероводород дает аналогичное окрашивание и поэтому мешает анализу.

Для определения пыли (за 20 минут отбора пробы) воздух просасывается через предварительно взвешенный фильтр из ткани ФПП-15 со скоростью 250 л/мин. После окончания отбора проб фильтры направляются в лабораторию для взвешивания. По разности весов (обычно с точностью до 0,1 мг) до и после отбора проб воздуха устанавливается концентрация пыли или зола. При этом соблюдается ряд условий, исключающих влияние поглощения влаги или других факторов на изменение веса фильтра. Так, если отбор проб воздуха производился при высокой относительной влажности воздуха, то фильтры помещают в эксикатор с плавленым хлористым кальцием на 2 часа или в термостат при температуре 50°С примерно на полчаса, а затем около 1 часа выдерживают в помещении, где производится взвешивание.

Определение содержания сажи осуществляется путем сопоставления степени почернения фильтра, через который протягивается исследуемый воздух, со стандартной шкалой. Шкала эта готовится из суспензии чистой сажи, полученной при сжигании бензина и нанесенной на фильтры, идентичные используемым при отборе проб. В зависимости от количества нанесенной сажи поля шкалы имеют разную степень почернения. Оценка производится визуально или с помощью универсального фотометра, в частности фотометра марки ФМ-56. В последнем случае готовят 3—5 шкал стандартов и измеряют их оптическую плотность относительно чистого фильтра. По средним данным измерений строят калибровочный график зависимости оптической плотности от количества сажи на фильтре.

7.2. Автоматические газоанализаторы. Развитие экспериментальных работ по контролю чистоты воздуха существенно связано с использованием автоматических газоанализаторов. Применение их дает возможность непрерывно следить за изменением режима загрязнения воздуха. Кроме того, они позволяют выявить случаи максимальных концентраций, которые при разовых

отборах проб могут быть пропущены. Учет данных регистрации направления ветра при этом способе способствует установлению источников, от которых поступает в таких случаях примесь на пункты наблюдений. Эффективным является использование газоанализаторов на автомашинах и вертолетах для характеристики пространственного распределения примеси. В первую очередь, представляя интерес те приборы, которые удовлетворяют требованиям массового применения. К таким требованиям наряду с высокой чувствительностью относятся: надежность, простота обслуживания, небольшая стоимость, небольшие габариты и т. п. Далеко не все приборы, имеющиеся в продаже, удовлетворяют этим условиям.

Обзор основных принципов работы автоматических газоанализаторов и некоторых выпускаемых моделей дан в статьях Вольберга и др. (1971), Альперина и др. (1968). Ниже приводятся некоторые из содержащихся в них сведений. Кроме того, часть материалов взята из каталогов зарубежных фирм и из оригинальных работ.

По-видимому, наиболее универсальными являются приборы, основанные на фотоколориметрическом принципе, который заключается в проведении цветной реакции между определяемым веществом и реагентом, находящимся либо в растворе, либо на ленте из текстиля или бумаги. К жидкостным приборам относятся, например, автоматические газоанализаторы типа «Имкометр» на озон, сернистый газ, окислы азота, хлор и фтористый водород (Фурман и Винтер, 1964). Рабочий цикл этого прибора включает целый ряд последовательно проводящихся операций, что обуславливает сложность его конструкции и требует весьма квалифицированных операторов. Погрешность этих приборов обычно находится на уровне нескольких процентов.

Более простыми и надежными являются ленточные фотометры. К ним относятся, например, приборы «ФЛ 5501», используемые для определения целого ряда газов (Павленко, 1965). Однако погрешность ленточных приборов в несколько раз выше, чем жидкостных, и достигает 20%. Общим недостатком фотоколориметрических газоанализаторов при их применении для атмосферы является сравнительно большая инерционность, обусловленная недостаточной чувствительностью метода, требующего накопления вещества из значительного объема воздуха.

Существенно большей чувствительностью обладают приборы, построенные на электрохимическом, в частности кондуктометрическом, принципе. Последний состоит в регистрации изменения электропроводности раствора после поглощения определяемого газа. К числу кондуктометрических газоанализаторов относится, например, «Пикофлюкс» (ФРГ), предназначенный для определения двуокиси серы, аммиака и хлористого водорода.

В связи с большим влиянием температуры на электропроводность кондуктометрические газоанализаторы снабжаются точными термостатирующими устройствами, значительно увеличивающими вес и размеры прибора. Так, вес газоанализатора «Пикофлюкс» без регистрирующей аппаратуры достигает 35 кг. К числу недостатков кондуктометрических газоанализаторов относится также невысокая специфичность, обусловленная зависимостью электропроводности от наличия в растворе любых ионов, а не только определяемого вещества.

В настоящее время фотоколориметрические и кондуктометрические газоанализаторы постепенно вытесняются приборами с лучшими метрологическими характеристиками.

Из электрохимических газоанализаторов особо выделяются своей высокой чувствительностью и точностью приборы, основанные на кулонометрическом принципе. В них измеряется ток электродной реакции окисления (восстановления) определяемого вещества или продуктов его реакции. Во многих случаях реакция идет в полном соответствии с законом Фарадея, что позволяет определять концентрацию вещества без предварительной калибровки прибора. Эти анализаторы имеют весьма высокую чувствительность, допускающую определение концентраций на уровне ПДК даже без применения усилителей тока. Кроме того, они не нуждаются в термостатировании. Поэтому кулонометрические газоанализаторы отличаются от других электрохимических приборов простотой конструкции, сравнительно малым весом и габаритами. Указанные достоинства позволили отнести их к наиболее перспективным для создания первого поколения отечественных анализаторов атмосферы.

На кулонометрическом принципе был создан первый в СССР автоматический газоанализатор на сернистый газ ГКП-1 (Альперин и др., 1968) (рис. 7.1 а). В нем использован предложенный Новаком (1965) метод поглощения сернистого газа раствором иода в разбавленной серной кислоте с последующим электроокислением образующихся иодид-ионов. Анализируемый воздух непрерывно прокачивается через кулонометрическую ячейку газоанализатора, представляющую собой гальванический элемент. Ток, возникающий в ячейке, пропорционален количеству содержащегося в воздухе SO_2 . Он непрерывно регистрируется на бумажной ленте самопишущими потенциометрами стандартного типа. Газоанализатор имеет четыре диапазона измерения: 0—1, 0—2, 0—5 и 0—10 мг/м³. Конструкторы ГКП-1 предложили ряд оригинальных решений, позволивших существенно уменьшить размеры и вес прибора по сравнению с зарубежными образцами, повысив одновременно его надежность. Вес газоанализатора 7 кг. Прибор предназначен в основном для стационарного использования с перезарядкой 1 раз в две недели.

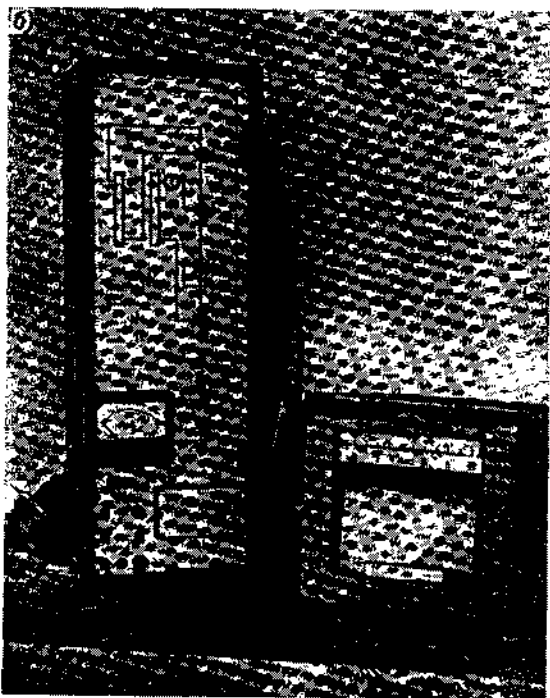
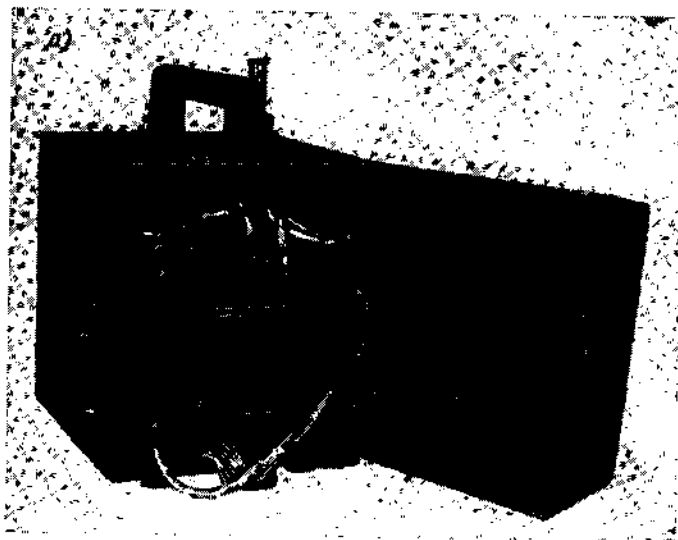


Рис. 7.1. Автоматические газоанализаторы SO_2 ГАП-1 (а) и на CO ГМК-3 (б).

В 1970 г. в Ленинграде проводились международные сравнения автоматических газоанализаторов на SO_2 , используемых в СССР, ЧССР, ГДР, Болгарии. Сравнения проводились как в лабораторных, так и в натурных условиях на одной из площадей Ленинграда (Вольберг и др., 1973). Результаты сравнений свидетельствуют о соответствии показаний испытанных приборов. Отличительными особенностями советского газоанализатора оказались широкий диапазон измеряемых концентраций и быстрота реакции на изменения содержания SO_2 в воздухе. За высокие метрологические качества ГАП-1 на Лейпцигской ярмарке 1969 года был награжден золотой медалью. Сейчас разработаны его переносные модификации, которые позволяют, кроме сернистого газа, определять также концентрации озона, сероводорода и хлора. Ведутся также разработки газоанализаторов на кулонометрическом принципе и на ряд других ингредиентов.

Из зарубежных приборов такого типа можно особо отметить газоанализатор на двуокись серы «PW 9700» голландской фирмы «Филипс», снабженный автоматическим устройством для проверки нуля и правильности показаний. Представляет интерес переносный прибор «Пикос» (PFG), предназначенный для определения сероводорода, хлора и окислов азота.

К числу недостатков кулонометрических газоанализаторов следует отнести невысокую специфичность, требующую проведения предварительной очистки анализируемого воздуха от мешающих примесей (Вольберг, 1969), а также необходимость в периодической замене реактивов.

Для определения некоторых из распространенных загрязнителей более специфичными и чувствительными являются газоанализаторы, основанные на использовании хемилюминесценции. Особенно перспективным является их использование для определения озона (по интенсивности свечения, возникающего при взаимодействии озона с этиленом), окислов азота (по интенсивности свечения, возникающего при окислении окиси азота озоном) и серосодержащих соединений (по интенсивности излучения водородного пламени в области 394 нм) (Стивенс и О'Киф, 1970).

Для определения содержания углеводородов в воздухе наиболее эффективны газоанализаторы, основанные на пламенно-ионизационном принципе. Они позволяют определять суммарное содержание углеводородов с чувствительностью до сотых долей мг/м^3 . Таковы, например, приборы американских фирм «Бендикс» и «Бекман» и ряда европейских фирм. К сожалению, большая часть из них позволяет определять только сумму углеводородов, тогда как для оценки загрязненности атмосферы существенно важнее знать содержание углеводородов за вычетом

метана, не принимающего участия в фотохимических превращениях, приводящих к возникновению смога.

Более подробные сведения о составе различных углеродсодержащих соединений в воздухе (CO , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_2 и т. д.) позволяют получить автоматические газовые хроматографы, которые выпущены в последние годы рядом американских фирм («Бендикс», «Бекман» и др.).

Для еще более детального определения состава органической компоненты загрязнений атмосферы, вызывающей все больший интерес, используются обычные лабораторные хроматографы. Однако при этом возникают большие затруднения, связанные со сложностью расшифровки хроматографических спектров, содержащих пики сотен различных веществ, которые обычно присутствуют в загрязненной атмосфере. Для повышения надежности идентификации и облегчения обработки результатов перспективным является сочетание хроматографов с масс-спектрометрами и специализированными вычислительными машинами (Никотра и др., 1973). В связи со сложностью анализа и аппаратуры хроматографические методы пока используются преимущественно для научных исследований, а не для серийных определений.

Особенно привлекательными являются анализаторы, основанные на чисто физических принципах, не требующие расхода никаких реактивов. К их числу относятся в первую очередь устройства, основанные на избирательном поглощении определяемыми веществами лучистой энергии. Наиболее распространенными из них являются оптико-акустические газоанализаторы, используемые главным образом для определения окиси углерода в атмосфере. Они основаны на измерении при помощи селективного лучеприемника поглощения инфракрасной радиации анализируемым газом. На этом принципе работает отечественный анализатор окиси углерода в атмосфере ГМК-3, имеющий три шкалы: 0—40, 0—80, 0—400 мг/м^3 . Внешний вид его вместе с регистратором показан на рис. 7.1 б. В газоанализаторе встроено дозирующее устройство, существенно упрощающее его проверку в процессе работы (Певзнер и Зайцев, 1971). Достоинством оптико-акустических приборов является небольшая инерционность и малые эксплуатационные расходы, однако чувствительность их желательно увеличить для обеспечения более точного определения концентрации CO на уровне ПДК.

Имеющиеся предпосылки повышения точности измерений с использованием, например, гетеродинного метода позволяют ожидать появления в ближайшие годы оптико-акустических газоанализаторов для определения CO , SO_2 , NO_2 , NO , H_2S и ряда других газов, имеющих на несколько порядков более высокую

чувствительность, чем существующие в настоящее время (Димеф и др., 1971).

Большой интерес представляют люминесцентные методы определения SO_2 и NO_2 , заключающиеся в измерении интенсивности излучения их молекул, возбужденных лучистой энергией (Гельбвахс и др., 1972; Хидео и др., 1973). Чувствительность определения NO_2 составляет тысячные доли мг/м^3 . При этом влияние NO , SO_2 и паров воды незначительно. Чувствительность определения SO_2 — сотые доли мг/м^3 . Присутствие O_3 , H_2S , NO_2 , CO и CO_2 не мешает такому определению. Влажность воздуха влияет на показания, в связи с чем должна вноситься поправка.

В последние годы наблюдается повышенный интерес к дистанционным методам наблюдения за загрязнением воздуха. Особенно пригодными для этой цели являются различные приборы, использующие характерное поглощение ряда газов в инфракрасной части спектра. Успешное применение нашли также корреляционные спектрометры. Они применялись для дистанционного определения концентраций сернистого газа в дымовых факелах предприятий и для оценки общего содержания сернистого газа и двуокиси азота в столбе атмосферы. Инфракрасный спектрометр устанавливался на воздушном шаре для определения вертикального профиля концентрации SO_2 .

Особое внимание в последние годы уделяется разработке и использованию дистанционных анализаторов загрязнения атмосферы с применением лазеров (Зуев, 1972; Новицкий, 1969). Подобные устройства используются для исследования распространения аэрозолей и газовых загрязнений как в городе, так и больших толщах атмосферы. Система лазерных приборов, установленных на самолете, применялась и для определения спектральных характеристик аэрозолей.

Мензис (1971) отметил возможность применения газовых лазеров на основе CO и CO_2 , обладающих высокой мощностью и стабильностью, для дистанционного определения концентраций таких газов, как окислы азота, окись углерода, озон, двуокись серы и углеводороды. Количество работ в этом направлении быстро увеличивается.

Большое значение имеет информация о концентрации соединений токсичных металлов, которые обычно содержатся в атмосфере в микроколичествах (свинец, ванадий, никель, кадмий, ртуть и т. д.). В настоящее время для их определения используются преимущественно методы эмиссионного спектрального анализа (Александров и др., 1968; Жигаловская и др., 1974). Их удобство заключается в сравнительной доступности серийной аппаратуры и возможности измерения содержания целого ряда элементов в одной пробе. Жигаловская и др. (1974) указывают, что при добавлении к пробе перед введением в дуговой разряд

небольших количеств носителя NaCl удается значительно повысить чувствительность метода спектрального определения концентраций тяжелых металлов в воздухе. Высокую чувствительность и точность обеспечивают различные варианты атомно-адсорбционного метода, однако возможность определения нескольких элементов из одной пробы у них существенно ограничена. Большой интерес представляет использование данного метода для непрерывного определения концентраций металлов.

Особой чувствительностью обладают различные активационные методы (Вайнерди и др., 1971), позволяющие определять вещества, содержащиеся в воздухе в малом количестве. Однако сравнительная сложность необходимой аппаратуры существенно ограничивает их широкое использование. С этой точки зрения более перспективны различные варианты рентгено-флуоресцентных методов. К их достоинствам относятся высокая чувствительность (до $10^{-12}\gamma$), возможность автоматизации анализа, отсутствие необходимости в предварительной обработке пробы. Наиболее интересными являются методы, основанные на возбуждении флуоресценции заряженными частицами, например протонами (Гордон и Кранер, 1972).

Для определения общей запыленности в настоящее время широко применяются различные анализаторы, основанные на фотометрировании участка фильтра, через который протягивался анализируемый воздух (Коньков, 1968). Их общим недостатком является отсутствие постоянной корреляции между степенью потемнения фильтра и весовой концентрацией пыли. К более совершенным следует отнести приборы, основанные на принципе ослабления пылью, собранной на фильтре, β -излучения (Александров и Гуния 1969, и др.).

7.3. Централизованная система контроля. Применение автоматических газоанализаторов позволяет проводить централизованный контроль за загрязнением воздуха в городах и промышленных центрах. В ряде стран использование таких систем уже получило определенное развитие. Так, в промышленных районах Нидерландов (Кларенбург и др., 1972) создана сеть автоматического контроля за концентрацией сернистого газа в воздухе. В 1972 г. эта сеть состояла из 31 пункта, а на 1973 г. было намечено довести ее до 250 пунктов регистрации. Все показания датчиков передаются на центральный пульт для предупреждения о резких увеличениях загрязнения воздуха. Такая система автоматической информации действует также в некоторых городах США (Милфорд и др., 1971), ФРГ и других странах.

Централизованная система контроля за загрязнением воздуха разрабатывается сейчас и в СССР (Берлянд и др., 1974; Щербань и др., 1972). Она включает регистрацию с помощью автоматических газоанализаторов концентраций различных при-

месей и необходимых метеорологических элементов одновременно на ряде пунктов города или вокруг крупного промышленного объекта, передачу этой информации по каналам телефонной связи на центральный пульт для автоматической обработки, а также выдачу информации (рис. 7.2).

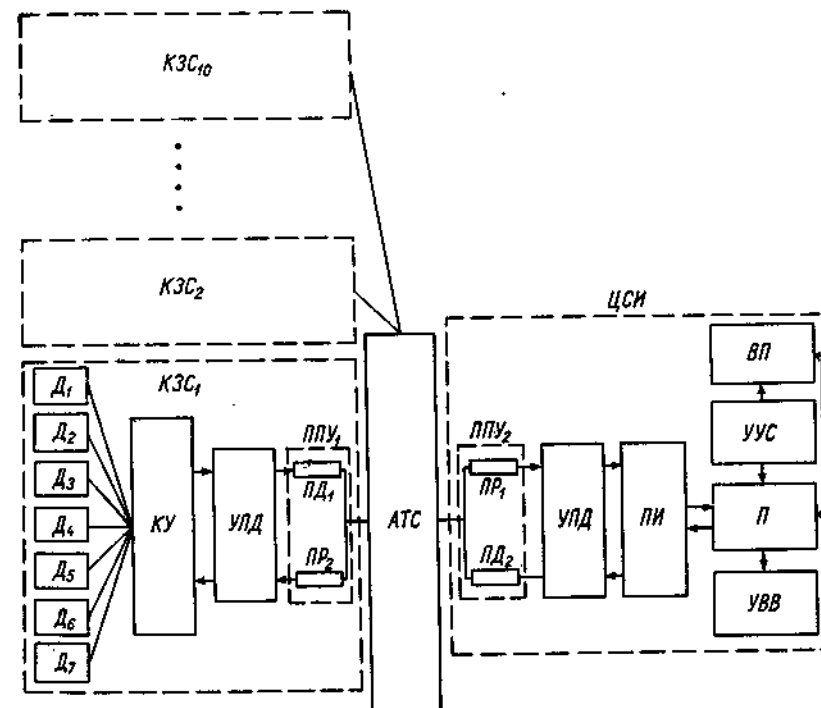


Рис. 7.2. Блок-схема автоматической системы централизованной передачи данных наблюдений за загрязнением воздуха.

D_i ($i=1, 2, \dots, 7$) — датчики, КУ — кодирующее устройство, УПД — устройство повышения достоверности, ПД₁ (ПР₁) и ПД₂ (ПР₂) — передатчики (приемники) соответственно прямого и обратного каналов, ПП — получатель информации, ППУ — приемно-передаточное устройство, УУС — устройство управления системой, УВВ — устройство ввода-вывода, ВП — внешняя память, П — процессор (ЭВМ).

В блок-схему автоматической системы входит ряд контрольно-замерных станций (КЗС) с такими датчиками, как газоанализаторы ГКП-1 на SO_2 и ГМК-3 на CO (см. п. 7.2), анемометр, термограф и др. Станции размещаются в стандартных павильонах (см. п. 11.1). По каналам автоматической телефонной сети (АТС) данные поступают в центр сбора информации (ЦСИ), выходное устройство которого включает перфоратор, электрическую пишущую машинку и индикационное табло. При ЦСИ предусматривается механизированная

обработка информации с помощью процессора (ЭВМ). Опрос датчиков производится каждые 2 мин и осредняется за 20-минутные интервалы времени, после чего информация по запросу передается в цифровом коде в центр.

На пульте предусматривается карта города со световым обозначением пунктов контроля, в которых установлена измерительная аппаратура. В случаях, когда в отдельных пунктах будет отмечено повышение концентрации примесей, по данным о метеорологических параметрах, и в частности о направлении ветра, можно установить, чем вызвано данное повышение, от какого источника загрязнения поступают примеси, а затем передать указания о необходимости сокращения выбросов от данного источника. Эффективна также данная система и для контроля загрязнения вокруг крупного промышленного или энергетического объекта. В случае нарушения режима вредных выбросов или при неблагоприятных метеорологических условиях, когда в приземном слое могут создаваться высокие концентрации примесей, информация автоматической системы используется для принятия необходимых мер.

В настоящее время такая система устанавливается в Ленинграде и вокруг Ново-Липецкого металлургического завода.

7.4. Определение атмосферных выпадений и суммарного содержания примеси в столбе атмосферы. Для характеристики загрязнения воздуха наряду с локальными измерениями концентрации примесей в отдельных точках используются наблюдения за выпадениями пыли и осадков, а также производится оценка общего содержания примеси в столбе воздуха.

В целях определения количества осаждающейся пыли часто применяются планшеты с липкой или водной поверхностью. В СССР получили распространение планшеты, покрытые марлей, которая ежедневно меняется (Александров, 1966; Берлянд, 1966). Эти планшеты представляют собой квадратную кювету площадью $0,3 \text{ м}^2$ с бортиками высотой 8 см. Высота установки их 1 м. В лабораторных условиях марля при высушивании в специальных печах доводится до постоянного веса, в результате чего устраняется влияние на показания ее увлажнения. После этого находится вес выпавшей пыли, который равен увеличению веса марли после экспозиции. Была разработана также более удобная методика устранения влияния увлажнения марли на основе использования корреляционных зависимостей между весом марли и относительной влажностью воздуха. Сжигание марли и взвешивание остатка позволяет определить содержание в пыли органической и неорганической составляющих.

Для сбора и анализа состава атмосферных осадков в ряде стран используются методы, в основном отработанные в период Международного геофизического года (Дроздова и др., 1964;

Эрикссон, 1970, и др.). В последнее время в них внесены некоторые уточнения в целях проведения наблюдений за фоновым загрязнением атмосферы вдали от промышленных районов (см. п. 13.10).

В Советском Союзе пробы дождя собираются в сосуды, снабженные воронками с площадью внешнего отверстия $0,07 \text{ м}^2$, а пробы снега — в кюветы площадью $0,12 \text{ м}^2$. Пробы воды направляются в лаборатории для анализа. С помощью фотометрического метода определяется содержание ионов SO_4 , NO_3 и NH_4 , посредством титрования — ионов Cl , HCO_3 и Mg , методом пламенной фотометрии — ионов Na , K , Ca . Определяется также водородный показатель pH и удельная электропроводность, по которой приближенно можно судить о суммарном составе минеральных веществ в пробах воды. Поскольку выпадающие осадки промывают столб воздуха, по ним можно судить о суммарном количестве содержащейся в нем примеси.

Для определения суммарного содержания газовых ингредиентов в столбе атмосферы используется метод абсорбционной спектроскопии. Суть его состоит в измерении площади отдельных линий спектра или их групп после прохождения солнечного луча через слой атмосферы. Предварительно площади линий калибруются по спектрам поглощения в лабораторных условиях, где имитируются слои исследуемых газов заданной концентрации. Данный метод использовался для определения в столбе атмосферы суммарного содержания CO (Шоу, 1958; Юрганов и Дианов-Клоков, 1972), CO_2 (Броунштейн и др., 1974), а также CH_4 и некоторых других примесей. Для исследования содержания примеси в столбе воздуха перспективным является лазерное зондирование (Зуев, 1972).

Широко применяются методы определения интегральных показателей запыленности атмосферы на основании данных измерений прямой радиации солнца с помощью актинометров и др. (Кондратьев, 1965). В качестве таких показателей используются коэффициент прозрачности, фактор мутности и др. Однако эти методы не позволяют разделить влияние важнейших субстанций, определяющих ослабление радиации, — аэрозолей, водяного пара, озона и др. Аэрозоли характеризуются значительным рассеиванием радиации, а водяной пар и газовые примеси — поглощением ее. Поскольку их действие часто проявляется в различных интервалах солнечного спектра, то для наблюдений за запыленностью атмосферы вдали от промышленных районов рекомендуется (Указания ВМО, 1974) постановка спектральных измерений прямой радиации. Для этих измерений используется пиргелиометр Ангстрема с набором фильтров Шотта или солнечный фотометр Фольца, позволяющий определять прямую радиацию для длин волн λ , равных 0,38 и 0,5 мкм. По ним обычно

определяется коэффициент Шюппа, характеризующий аэрозольную компоненту оптической толщины атмосферы при $\lambda = 0,5$ мкм. Пиргелиометр Ангстрема представляет собой эталонный прибор, который имеется в небольшом количестве экземпляров и мало пригоден для сетевых наблюдений. Фотометр Фольца изготавливается практически только в США, причем несерийно.

В СССР для фоновых наблюдений используются термоэлектрические актинометры АТ-50 конструкции Ю. Д. Янишевского с различными фильтрами, выделяющими пять различных участков спектра. Прибор этот является не абсолютным, а относительным и градуируется по пиргелиометру Ангстрема. Чувствительность у него ниже, чем у пиргелиометра и фотометра, поэтому оказывается ненадежной обработка данных наблюдений для отдельных узких интервалов спектра.

Более эффективна методика обработки, которая состоит в определении оптической толщины по совокупности данных для всех интервалов измерений в результате решения системы линейных уравнений с помощью ЭВМ (Генихович и Русина, 1973).

Для характеристики запыленности воздуха используют и наблюдения за рассеянной радиацией, которую определяют часто по разности показаний пиранометра о суммарной радиации и актинометра о прямой радиации. Однако использование только этих наблюдений также не позволяет выявить роль рассеивания и поглощения в атмосфере. В целях решения данной задачи в настоящее время предложен новый метод, который состоит в использовании одновременных измерений прямой и рассеянной радиации, и развита необходимая для их анализа теория переноса радиации, рассматриваемая в п. 8.4 (Берлянд и др., 1974б).

7.5. Оценка прозрачности дыма. Форма дымовых факелов. Представляют интерес наблюдения не только за очертанием дымового факела, но и степенью прозрачности дыма, по которой можно приближенно судить о количестве примеси в воздухе. В данной связи в ряде стран используется шкала Рингельмана, предложенная еще в 1898 г. Эта шкала состоит из пяти квадратов (рис. 7.3). Белое поле в квадратах сверху вниз составляет соответственно 80, 60, 40, 20 и 0%. При расположении шкалы на уровне глаз создается впечатление, что в целом квадраты, за исключением последнего, имеют серый цвет различной яркости. Совпадение цвета дыма из трубы с цветом одного из квадратов позволяет оценить по номеру квадрата шкалы степень черноты, или непрозрачности, факела. Полагается, что номера от 1 до 5 соответствуют случаям, когда не пропускается соответственно 20, 40, 60, 80 и 100% света.

При практическом применении шкалы Рингельмана в некоторых странах инспекторы в случае выброса дыма достаточно большой черноты (например, если устанавливается номер

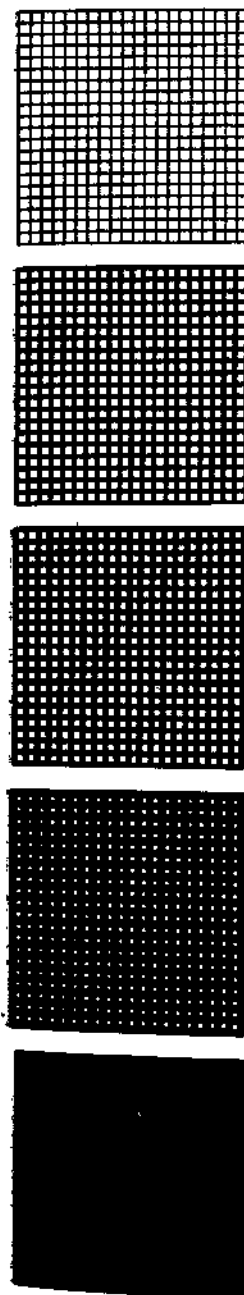


Рис. 7.3. Шкала Рингельмана.

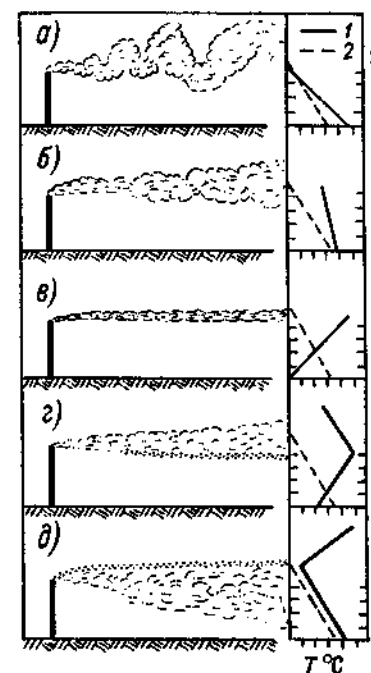


Рис. 7.4. Форма дымовых факелов при различном распределении температуры воздуха.

1 — распределение температуры воздуха, 2 — сухая адиабата.

больше 2) накладывают штраф и предлагают принять меры для сокращения выбросов из дымовых труб. Для более объективной оценки степени непрозрачности дыма разработан ряд приборов, основанных на фотометрическом принципе, но пока они не получили достаточно широкого распространения. Предложено несколько теоретических схем в целях обоснования данной шкалы. Пайлет и Энсор (1970) оценивали яркость факела по рассеиванию света на частицах дыма. Хэлоу и Зик (1973) определили подобным образом контраст белого и черного дыма на фоне ясного и облачного неба и сопоставили полученные данные с номерами шкалы Рингельмана. Такие расчеты, однако, требуют сведений о спектральном составе дымовых частиц и об их оптических

характеристиках. Шкала Рингельмана подвергалась неоднократно критике, в частности, за недостаточную оценку плотности факелов белого цвета.

Из изложенного следует, что форма дымового факела существенно зависит от метеорологических условий. Некоторые общие положения об очертании его используются для изучения условий распространения примесей при различной стратификации. На рис. 7.4 представлено пять типов дымовых факелов в зависимости от распределения температуры с высотой: а) волнообразный, при сильной конвекции; б) конусообразный, при слабой конвекции; в) веерообразный, когда источник располагается в инверсионном слое; г) приподнятый, когда источник располагается примерно на уровне верхней границы инверсии; д) подынверсионный, соответствующий сильному задымлению или большой загазованности приземного слоя воздуха (Метеорология и атомная энергия, 1959). Очевидно, что при оценке формы факела следует учитывать скорость ветра. При слабом ветре дым поднимается почти вертикально, а при сильном ветре распространяется горизонтально, вдоль земной поверхности (см. рис. 9.5). В работе Беляшовой и др. (1965) исследовались формы факела в зависимости от рассмотренных в п. 4.4 классов стратификации с учетом как температурного профиля, так и скорости ветра. В СССР на ряде пунктов, где ведутся наблюдения за загрязнением воздуха, фиксируются и типы факелов от ближайших дымовых труб.

7.6. Метеорологические наблюдения в приземном слое и использование их для определения коэффициента обмена и классификации устойчивости. При измерении концентраций примесей проводятся также наблюдения за скоростью и направлением ветра, температурой воздуха и другими элементами, которые обуславливают перенос примесей. Наблюдения проводятся на разных высотах в целях определения коэффициентов обмена и характеристик устойчивости атмосферы.

Для таких наблюдений в приземном слое, которые называют градиентными, в экспедиционных условиях удобно использовать выдвижные (телескопические) мачты переносного типа высотой 15—20 м. Размещаются они на открытой, ровной площадке. Начиная с высоты 0,25 м на разных уровнях мачты, расположенных приблизительно равномерно в логарифмической шкале высот, имеются кронштейны длиной 0,8—1 м, на которые устанавливаются приборы для измерения скорости ветра, температуры и влажности воздуха. Общий вид метеоплощадки с градиентными мачтами представлен на рис. 7.5.

Скорость ветра определяется с помощью контактных анемометров, показания которых дистанционно регистрируются посредством электромагнитного счетчика и осредняются за разные

(например, 20-минутные и часовые) интервалы времени. Для регистрации направления и скорости ветра используются различные анеморумбографы типа М-12, М-45 или М-63 (Стернзат, 1968). Температура и влажность воздуха определяются с помощью пары (сухого и смоченного) термометров сопротивления, помещенных в корпусе психрометра Ассмана для обеспечения необходимой вентиляции и радиационной защиты. Показания этих термометров устанавливаются по изменению сопротивления в равновесном мосту Уитстона.

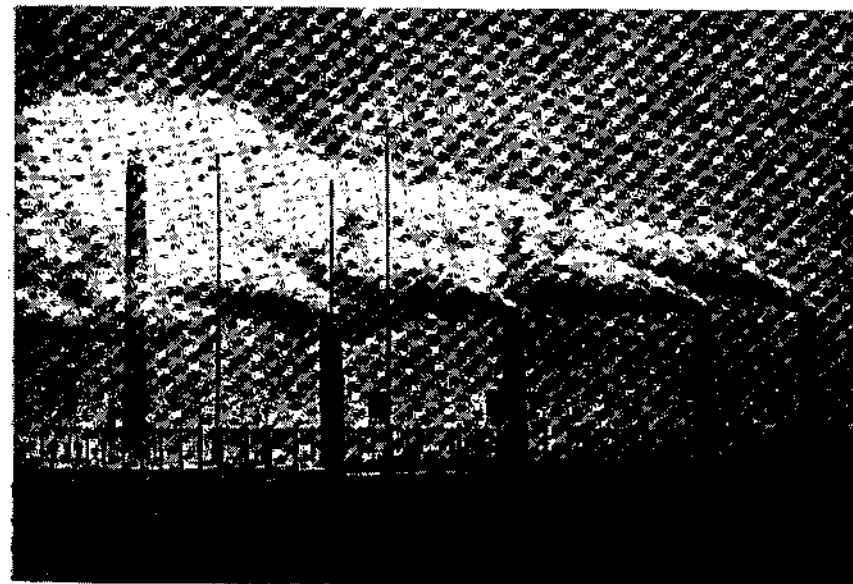


Рис. 7.5. Метеорологическая площадка экспедиции.

Телескопические мачты удобны при транспортировке, а также тем, что имеется возможность периодически опускать приборы для проверки и заполнения дистиллированной водой бачков, прикрепленных к психрометру для автоматического смачивания одного из его термометров.

В целях контроля и уточнения полученных значений, а также для более полной характеристики условий погоды рекомендуется проводить, кроме того, наблюдения за составляющими теплового баланса подстилающей поверхности. Последние предусматривают измерения температуры верхних слоев почвы, актиметрических характеристик и испарения с почвы.

Температура почвы обычно определяется на четырех уровнях до глубины 20 см термометрами сопротивления или специальными (савиновскими) почвенными термометрами. С помощью

актинометра, пиранометра и балансомера производятся измерения компонент радиационного баланса — прямой, рассеянной и суммарной радиации, альбедо поверхности почвы и эффективного излучения. Испарение с подстилающей поверхности измеряется с помощью почвенных испарителей.

В пересеченной местности, кроме измерений на основной метеорологической площадке, проводятся еще микроклиматические наблюдения в ряде характерных пунктов местности (см. п. 6.1).

В программу метеорологических стационарных измерений в городе (см. гл. 11) также включаются упрощенные градиентные наблюдения, которые состоят в измерении температуры и влажности воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м и, кроме того, скорости и направления ветра на высоте 1 м. В некоторых городах метеорологические измерения производятся приборами, установленными на разных уровнях телевизионных мачт, или другими средствами (с использованием замедленных радиозондов, шаропилотных наблюдений, привязных аэростатов, самолетного и вертолетного зондирования и т. д.). Метеорологические наблюдения предусматривают также общую оценку состояния погоды, включая визуальные характеристики облачности.

Для обработки данных градиентных наблюдений и определения по ним коэффициента обмена в приземном слое воздуха имеется ряд схем (см. п. 1.5). Для оперативных расчетов используется Руководство по градиентным наблюдениям (Бройдо, 1964). Обычно по указанным схемам производится определение коэффициента обмена k_1 на высоте 1 м по разности температур на двух уровнях (чаще на 0,5 и 2 м) и скорости ветра u_1 на одной высоте.

При такой системе обработки пропадает большой объем информации, полученной при наблюдениях на других уровнях, если применяются телескопические мачты. Использование данных наблюдений на всех уровнях мачты позволяет значительно уменьшить влияние случайных факторов и ошибок измерений, но существенно усложняет вычисления. Для этой цели была разработана методика обработки градиентных наблюдений с помощью ЭВМ (Расторгуева и Чаликов, 1966). Она дает возможность производить критический контроль данных, сглаживать профили, производить расчеты шероховатости подстилающей поверхности и коэффициента обмена, а также находить их осредненные значения за различные периоды времени.

Поскольку скорость ветра u и температура воздуха T в основном логарифмически распределяются с высотой, конкретные профили аппроксимировались уравнениями регрессии типа

$$u = a_1 \ln z + b_1, \quad T = a_2 \ln z + b_2. \quad (7.1)$$

Коэффициенты регрессии a_1 и b_1 для скорости ветра находились по формулам

$$a_1 = \frac{\overline{u \ln z} - \bar{u} \bar{\ln z}}{\overline{\ln^2 z} - (\bar{\ln z})^2}, \quad b_1 = \bar{u} - a_1 \bar{\ln z}, \quad (7.2)$$

где черта сверху означает осреднение по высоте; a_2 и b_2 определялись по аналогичным формулам, в которых u заменена на T .

В случаях, когда некоторые данные наблюдений существенно отклонялись от линии регрессии, они отбраковывались. Если количество таких данных оказывалось больше заданного, то отбраковывался весь профиль. Условия отбраковки принимались довольно жесткими. Так, для скорости ветра требовалось, чтобы отношение инструментальной ошибки δu к u не превышало 0,05—0,1. Сглаженные профили u (в м/с) и T (в °C) использовались для расчета коэффициента обмена k_1 . Например, используя схему Будыко (см. п. 1.5), k_1 можно записать в следующем виде:

$$k_1 = \kappa^2 a_1 \left(1 - \frac{a_2}{a_1^2} \right), \quad (7.3)$$

где κ — постоянная Кармана.

Независимый контрольный способ определения коэффициента обмена основан на использовании уравнения теплового баланса подстилающей поверхности. Из этого уравнения, учитывая значения радиационного баланса R , полученные по актинометрическим данным, и поток тепла в почву Q_n , вычисленный по влажности почвы и распределению ее температуры, находится сумма турбулентного потока тепла P_T и затрат тепла на испарение $L'E$. Если величина E непосредственно не измеряется, то принимается подобие вертикальных профилей температуры и влажности в приземном слое воздуха (соотношение Боуена). С учетом этого соотношения в предположении, что $k_z = k_1 z$, следует

$$k_1 = 0,74 \frac{R - Q_n}{\delta T + 1,56 \delta Q}. \quad (7.4)$$

Здесь δT и δQ — соответственно разности температуры (°C) и влажности воздуха (мб) в слое 0,5—2 м. Метод теплового баланса в основном пригоден для случаев, когда $|R - Q_n| \geq 0,1$ кал/(см²·мин) и разности δT и δQ достаточно велики.

В целях качественной оценки устойчивости приземного слоя по визуальным наблюдениям сетевого типа известен ряд классификаций. Согласно Пэксвиллу (1962), выделяется шесть классов устойчивости приземного слоя воздуха: 1, 2 и 3-й классы относятся соответственно к сильной, умеренной и слабой неустойчивости; 4-й — к равновесному, или безразличному, состоянию; 5-й и 6-й — к слабой и умеренной устойчивости. Каждому типу

соответствуют определенные значения скорости ветра u , степени инсоляции и времени суток.

Эта классификация уточнена Тарнером (1961), Улигом (1965) и Бызовой (1974) при учете высоты Солнца ($h_{\odot}$), количества нижней, верхней и общей облачности (n_n, n_v, n_o), а также наличия снежного покрова и др. Кроме того, введен седьмой класс — очень сильной устойчивости.

В табл. 7.2 приведена несколько модифицированная классификация.

Таблица 7.2

Классы устойчивости приземного слоя атмосферы при различных метеорологических условиях

u м/с	День			День, ночь при $n_n = 8 \div 10$	Ночь	
	$h_{\odot} > 60^{\circ}$	$h_{\odot} = 15 \div 60^{\circ}$	$h_{\odot} < 15^{\circ}$		$n_o = 5 \div 8$ или $n_v = 8 \div 10$	$n_o \leq 4$
< 2	1	1—2	2—3	4	5—6	6—7
2—3	1—2	2	3	4	5	6
3—4	2	2—3	3	4	4	5
5—6	3	3—4	4	4	4	4
> 6	3	4	4	4	4	4

Соотношение между классами устойчивости атмосферы по Пэксвиллу и масштабом Монина—Обухова L_* дано в работе Хино (1968а). Бызова (1974) связывает указанные классы устойчивости с характерными профилями температуры воздуха и скорости ветра по материалам измерений на 300-метровой мачте (см. п. 9.6).

7.7. Аэрологические наблюдения. Для наблюдений в более высоких слоях атмосферы применяются аэрологические методы. В экспедиционных условиях до высоты 500—600 м целесообразно поднимать привязные аэростаты объемом 50—100 м³. Обычно привязные аэростаты наполняются водородом, а при наблюдениях в городе — гелием. На рис. 7.6 представлен вид аэростата МАЗ-1 объемом 110 м³, используемого в экспедициях ГГО. К аэростату крепится метеорограф, который позволяет измерять температуру и влажность воздуха, скорость ветра и атмосферное давление, а также прибор для регистрации продольной и вертикальной составляющих пульсаций скорости ветра в целях исследования турбулентности воздуха. В экспедиционных условиях аэростат рекомендуется поднимать с пятиминутной выдержкой на каждом уровне последовательно на высоты 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600 м. До и после подъема аэростата выполняются наземные измерения на уровне 2 м. Аэростатное зондирование производится в период отбора проб воз-

духа с интервалом примерно 2 часа. В целях взаимной проверки данных аэростатного зондирования и градиентных наблюдений должно производиться их сопоставление и согласование.

Для зондирования пограничного слоя атмосферы используются также радиозонды системы А-58, А-22-IV и А-22-VII, скорость подъема которых не превышает 200 м/мин. Радиозонды предназначаются главным образом для изучения условий образования и разрушения приподнятых инверсий. Поэтому радиозондирование проводится чаще в утренние и вечерние часы.

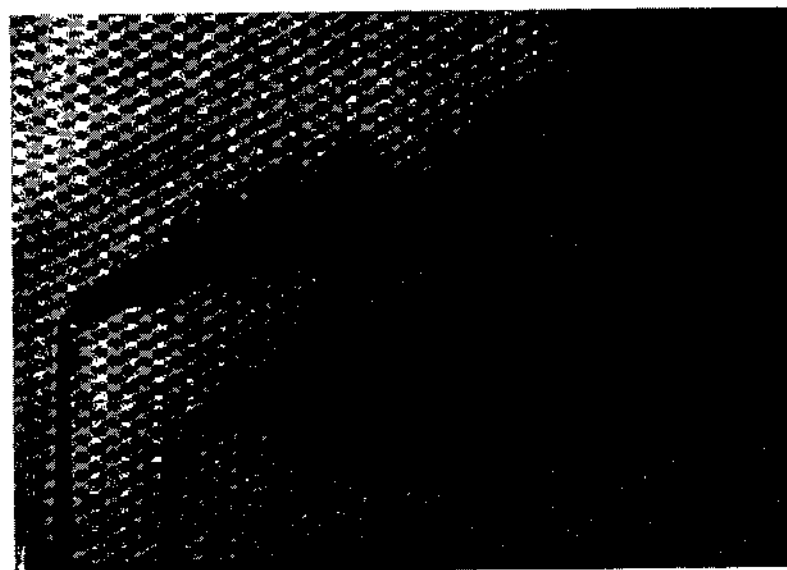


Рис. 7.6. Привязной аэростат вблизи ТЭС.

Волошин (1968) и Вдовин (1969) изучали погрешности данного метода и провели методические разработки, необходимые для обеспечения необходимой точности наблюдений. Их исследования показали, что радиозонды позволяют достаточно полно определить распределение температуры с высотой, выявить сравнительно тонкие слои (мощностью до 25 м) с существенным отклонением температуры от среднего профиля, в том числе границы и интенсивность приподнятых инверсий.

7.8. Использование вертолетов и самолетов. В целях исследования пограничного слоя атмосферы применяются легкие самолеты типа ЯК-12 и вертолеты типа МИ-1, КА-18 и др.

В полетах с помощью механического и электрического метеорографов регистрируют температуру и относительную влажность воздуха, а также давление для определения высоты

полета. Кроме того, посредством акселерографа фиксируют перегрузки самолета, которые характеризуют турбулентное состояние атмосферы.

На вертолетах вращение лопастей винта сильно искажает структуру воздушного потока. Поэтому важное значение имеет выбор оптимального режима полета и места для установки приборов.

Исследованиями Воронцова (1960б), Горошко и др. (1968а) было установлено, что в режиме зависания вертолета действие винта сильно турбулизует слои воздуха над всем фюзеляжем и на значительном расстоянии перед кабиной и над ней. На этом основании можно заключить, что использование вертолета для измерений в фиксированной точке практически невозможно. Трудности, которые здесь возникают, устраняются за счет того, что в горизонтальном полете след турбулентного потока отклоняется на некоторый угол, величина которого зависит от горизонтальной и вертикальной составляющих скорости движения и угла атаки вертолета. При малых скоростях полета угол отклонения может достигать 60° .

Аналогичные результаты получены в США Рэндаллом, установившим наличие невозмущенной зоны, имеющей разную протяженность от плоскости ротора в зависимости от скорости полета. Увеличение скорости полета приводит к расширению невозмущенной зоны перед фюзеляжем и под ним. Однако проявляется это только в случае сравнительно малых скоростей движения; при дальнейшем увеличении скорости полета существенного выигрыша в условиях измерения не достигается. Проведенные исследования показали, что на вертолетах типа МИ-1 датчики приборов должны быть установлены на расстоянии 1 м впереди фюзеляжа, где практически не сказывается турбулентное возмущение от действия винта. При этом оптимальные условия измерения достигаются при скорости полетов 50—70 км/ч.

Особое значение имеют измерения перегрузок самолета, методики которых и полученные результаты изложены в работах Дубова (1959), Воронцова и др. (1964).

Датчики перегрузок с самописцем устанавливаются в центре тяжести самолета типа ЯК-12. По аэродинамическим характеристикам самолета определяется передаточная функция, связывающая значения вертикальных порывов ветра и ускорения центра тяжести самолета. Это позволяет определить по данным о перегрузках величины пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра w' и вычислить коэффициент обмена k_z . Из структурно-кинематических соображений Ляпин (1948) получил, что

$$k_z = \frac{w'^2 u t_w}{2u'} \quad (7.5)$$

где u' — пульсация горизонтальной скорости ветра, t_w — время сохранения w' одного знака, $\bar{u}$ — средняя скорость воздушного потока относительно измерительного устройства.

Формула (7.5) может быть использована при определении w' различными методами регистрации вертикальных пульсаций скорости, а не только на самолете. В частности, она использовалась для расчета k_z по данным показаний измерителя порывистости ветра, подвешенного на тросе аэростата (Воронцов, 1960б, 1964). Дубов (1959) обобщил эту формулу на случай использования данных о перегрузках самолета, связав w' в соответствии с полученной передаточной функцией $b(\omega)$ с ускорением центра тяжести самолета δH в форме

$$w' = b(\omega) \delta H \quad (7.6)$$

Коэффициент $b(\omega)$ здесь определяется масштабом возмущений с частотой ω . Удобно положить $b(\omega) = \frac{b_\infty}{\eta_0(\omega)}$, где b_∞ — значение $b(\omega)$ при $\omega \rightarrow \infty$. Тогда из (7.5) и (7.6) в предположении, что на уровне полета $u' \sim w'$, следует

$$k_z = \frac{b_\infty}{2\eta_0} \bar{u} \delta H t_w \quad (7.7)$$

где $\bar{u}$ — скорость движения самолета.

7.9. Инвентаризация и контроль выбросов. В программу работ по контролю за загрязнением воздуха наряду с анализом состава атмосферных примесей и метеорологическими наблюдениями должно включаться также и определение параметров отдельных источников выброса, от которых зависит концентрация примеси (см. гл. 3). Оно часто именуется инвентаризацией выбросов. Следует определить тип источника, его геометрические характеристики, в частности, для труб — высоту и диаметр их устья. К параметрам выброса относятся количество примесей, поступающих в единицу времени в атмосферу, объем дымовых газов, а также их температура.

Количество выбрасываемых в атмосферу веществ часто может быть установлено по расходу топлива и сырья с использованием балансового метода. Примеры расчета параметров выброса от ТЭС, металлургических, нефтеперерабатывающих и других производств приведены в Указаниях по расчету (Берлянд, Кошкин, 1967) и Временной методике расчета (Берлянд, 1965). Такие расчеты систематически используются при проектировании предприятий. Проектные организации разрабатывают соответствующие методики, которыми можно воспользоваться и для оценки выбросов от действующих производств.

Независимо от типа источника имеется общая основа

в определении выброса веществ, образующихся при сжигании топлива. Так, количество выделяющегося SO_2 (в кг/ч) вычисляется по формуле

$$M_{\text{SO}_2} = 20BS^p, \quad (7.8)$$

где B — расход топлива (в т/ч), S^p — процентное содержание серы в топливе.

Выбросы золы при сжигании твердого топлива определяются как

$$M_z = 100B(1 - \eta_z \cdot 10^{-2})(10^{-2}A^p + q_n)\alpha_y, \quad (7.9)$$

где A^p и η_z — зольность топлива и КПД электрофильтров в процентах, q_n — потери тепла от неполноты сгорания, α_y — доля золы, уносимая в газоходы. Величины q_n и α_y находятся по соответствующим теплотехническим справочникам.

При сжигании природного газа не образуется сернистого газа и золы, а при сжигании жидкого топлива не образуется золы. Для основных сортов используемого в Советском Союзе топлива характерны следующие средние значения A^p и S^p : для кемеровского и карагандинского углей $A^p \approx 15\%$, $S^p = 0,5 \div 0,8\%$; для донецкого (антрацитовый штыб) $A^p = 17\%$, $S^p = 1,7\%$; для иртышского (экибастусского) $A^p = 36\%$, $S^p = 0,8\%$; для торфа $A^p = 6\%$, $S^p = 0,1 \div 0,2\%$; для мазута малосернистого $A^p = 0,3\%$, $S^p = 0,5\%$; для мазута высокосернистого $A^p = 0,3\%$, $S^p = 3,0\%$.

В последнее время произведены оценки образования окислов азота при сжигании твердого, жидкого и газового топлива. Однако методика расчета пока еще окончательно не отработана. По результатам Всесоюзного теплотехнического института, выброс окислов азота в пересчете на NO_2 (кг/ч) в случае типовых энергетических котлов можно приближенно рассчитать по формуле

$$M_{\text{NO}_2} = 26B'A_k, \quad (7.10)$$

где $A_k = \frac{D_k}{1000 + D_k}$ для паровых котлов, $A_k = \frac{Q_k}{500 + Q_k}$ для водогрейных котлов, а D_k и Q_k — производительность котлов соответственно в тоннах пара на час и Гкал/ч, B' — часовой расход топлива в тоннах условного топлива, теплотворная способность которого принимается равной 7000 ккал/кг.

На тепловых электростанциях и в сравнительно крупных котельных происходит практически полное сгорание топлива, и весь содержащийся в нем углерод переходит в углекислый газ (CO_2). При этом $M_{\text{CO}_2} = 3,67A^c$, где A^c — количество сожженного углерода. При недостаточной подаче воздуха происходит неполное сгорание топлива и кроме CO_2 выделяется еще угарный газ (CO). Выбросы CO в атмосферу устанавливаются в зависи-

мости от расхода и сорта топлива, устройства топок и т. п. При сжигании горючих веществ выделяются и другие вредные примеси, но в значительно меньших количествах.

Детри (1973) указывает, что от мусоросжигателей камерного типа выделяется углеводов от 10 до 25 кг/т, альдегидов от 3 до 30 кг/т (от мусоросжигателей многоступенчатого типа — соответственно примерно 0,5 и 0,15), а также аммиака 1,4 кг/т и органических кислот 0,3 кг/т.

Для ряда производств известно содержание отдельных веществ в используемом сырье и в конечных продуктах. Это позволяет определить выбросы этих веществ на основе их удельного баланса с учетом технологических процессов и характера источника. Для примера можно указать на оценку выбросов от предприятия химического волокна, выполненную в период подготовки и проведения экспедиции ГГО в Балаково (см. п. 9.4). Одним из исходных продуктов на таких предприятиях является сероуглерод (CS_2), используемый для образования вискозы, причем часть его переходит в сероводород (H_2S). Оказалось, что около 60% CS_2 , затраченного на производство вискозы, и 85% образующегося H_2S можно направить на очистку и в высокие трубы, не менее 12—15% сероводорода составляют низкие выбросы, около 10% CS_2 и H_2S уносятся с промышленными стоками в канализацию. В отдельных случаях указанные соотношения могут изменяться в зависимости от степени герметизации оборудования и других факторов (Вдовин и др., 1971).

Для многих отраслей промышленности на основе балансовых расчетов и имеющегося опыта статистически устанавливаются средние величины удельного выброса вредных веществ на единицу выпускаемой продукции. В США издан Сборник удельных выбросов (1972), в котором приводятся сведения по большому числу источников загрязнения атмосферы. Например, при производстве кокса на 1 т угля выделяется примерно по 0,3 кг пыли и окиси углерода, 0,75 кг сернистого газа, по 0,03 кг углеводов и аммиака. На медеплавильных заводах в зависимости от технологии производства образуется пыли от 5 до 30 кг/т, SO_2 от 30 до 400 кг/т, а при отсутствии очистных устройств соответственно в среднем 70 и 600 кг/т. Подробные данные для различных производств черной металлургии Советского Союза приведены Шаприцким (1965). Согласно его итоговым результатам, при выплавке 1 млн. т стали в год при действующих способах сокращения выбросов выделяется (в тоннах за сутки) пыли — 25, SO_2 — 65, CO — 320, а если не принимаются меры по снижению выбросов, соответственно 350, 200 и 400. Детри (1973) отмечает, что на предприятиях черной металлургии США (с доменными и мартеновскими печами, агломерационными фабриками и др.) после очистки дымовых газов с КПД 90% в среднем выделяется

пыли от 0,1 до 0,5 кг/т, а концентрация пыли в уходящих газах в зависимости от типа источника составляет 10—100 мг/м³.

В Швеции (Линднер и Ниберг, 1973) при производстве серной кислоты выбрасывается SO₂ 5—25 кг/т, соляной кислоты 0,7—1,0 кг/т, а аммиака 20—25 кг/т. На алюминиевых заводах выделяется 2 кг фторидов на 1 т алюминия.

Используются различные способы непосредственного измерения количества выбросов. В проведении таких измерений состоит одна из главных задач контроля за выбросами действующего предприятия. При этом проводится проверка выполнения условий, предусмотренных при проектировании данного объекта. Измеряются концентрации примеси на выходе из источника c_t , их скорость уноса w_0 и температура T_t . По размерам сечения выходного отверстия и w_0 непосредственно находится объем уходящих газов v_1 . Количество выбрасываемой примеси $M = c_t v_1$. Если измерения c_t производились до газоочистки, КПД которой η , то $M = c_t v_1 (1 - \eta)$.

Для определения w_0 в газоходах используются микроанометры, анемометры и др. Концентрация c_t измеряется различными методами. Для этой цели в ряде случаев пригодны способы и приборы, рассмотренные в пп. 7.1 и 7.2. Однако величины концентрации в трубах и газоходах обычно значительно выше, чем в окружающей атмосфере. Поэтому для контроля выбросов требуются более грубые, с меньшей точностью, измерения. Условия измерений, связанные с температурой газов и скоростью их движения, также могут существенно отличаться от атмосферных.

Измерение параметров выбросов в настоящее время производится для сравнительно малого числа источников загрязнения воздуха. При этом нередко осуществляется выборочный забор проб в газоходах и применяются колориметрические и другие методы их анализа. Иногда используется переносной газоанализатор ЦГ-2, предназначенный для измерения 14 ингредиентов (SO₂, CO, H₂S, NO₂, Cl₂ и др.). Концентрация пыли определяется большей частью посредством прокачки дымовых газов через различные фильтры, выбор которых зависит от температуры газов и физико-химических свойств пыли. Начинают применяться и оптические пылемеры. В отдельных случаях производится отбор проб пыли для анализа ее дисперсности.

В зависимости от типов источников примеси используемые методы для контроля выбросов весьма разнообразны. Вместе с тем при их применении требуется соблюдать некоторые общие требования. При измерениях должна учитываться скорость движения и распределение примеси в уходящих газах, рекомендуется производить их одновременно в нескольких точках поперечного сечения газоходов. При значительных скоростях следует обеспечить условие изокINETичности отбора проб, при котором

скорость протягивания пробы совпадает со скоростью газовых потоков. Нужно иметь в виду, что при больших концентрациях пыли и наличии в дымовых выбросах различных агрессивных примесей, особенно при высокой температуре, используемая аппаратура может быстро выходить из строя. Требуется обеспечить достаточно длительный срок службы такой аппаратуры.

Для осуществления действенного контроля за выбросами должна быть разработана и внедрена автоматически регистрирующая аппаратура. Существенно, чтобы при установке газоочистных устройств предусматривалось одновременное размещение аппаратуры для определения количества выбросов до и после очистки уходящих газов. Это позволит постоянно контролировать эффективность очистных устройств.

В некоторых случаях, когда выброс M трудно определить указанными методами, можно для этой цели использовать наблюдения за распределением концентрации q в дымовых или газовых факелах от источников.

В соответствии с результатами глав 1 и 2 для точечного источника следует, что

$$M = u_H \int_0^{\infty} q' dz, \quad (7.11)$$

где $q' = \int_{-\infty}^{\infty} q dy$; u_H — скорость ветра на высоте источника.

С помощью вертолета или самолета на основании измерения концентраций в горизонтальном полете на фиксированной высоте, направленном перпендикулярно оси факела, можно измерить содержание примеси q' . Путем суммирования величин q' , полученных в нескольких полетах на разных высотах, приближенно определяется M . При измерении q' у земли ($z=0$) на разных расстояниях от источника можно установить ее максимальное значение q'_m . Поскольку q' эквивалентно концентрации от линейного источника, то согласно (2.6)

$$M = 2,5 u_H H q'_m. \quad (7.12)$$

где H — высота источника.

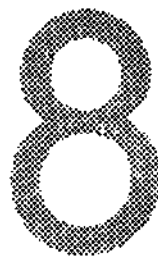
Данный метод был предложен Берляндом и Шилиным (1971) для определения выбросов из вулканов (характерный пример, когда неосуществимо прямое измерение выбросов (см. п. 13.2)).

Выбросы от транспорта обычно оцениваются по количеству и качеству сжигаемого топлива, типу и режиму работы двигателей. Выделяют два основных типа автомобильных двигателей. К одному из них относят двигатели с карбюраторами, работающими на легких топливах, главным образом бензинах. Их иногда

называют бензиновыми или карбюраторными. К другому — дизельному — относят двигатели, работающие на тяжелом моторном топливе. Имеются газоанализаторы для определения CO , NO_2 и других примесей, содержащихся в выхлопных газах автомашин. К настоящему времени определен диапазон изменения и средние значения их концентраций. Установлены допустимые нормы и стандарты, проводится периодический контроль состава выхлопных газов.

Детри (1973) приводит средние данные о составе выхлопных газов автомашин европейского производства. Для бензиновых и дизельных двигателей характерно содержание 9% CO_2 и соответственно 0,06 и 0,04% окислов азота, 0,05 и 0,02% углеводов, 4 и 0,1% CO . Выбросы при малых скоростях движения машин и торможении в 3—5 раз больше, чем при относительно больших скоростях. Поэтому загрязнение воздуха в городах существенно зависит от ширины улиц, числа перекрестков, наличия подземных переходов и т. п. В несколько раз возрастают выбросы и при неисправности двигателей, в связи с чем большое значение приобретает контроль за состоянием двигателей при выходе машин из автопарка и на линиях движения. Поскольку в среднем на 1 кг горючего автомашинами расходуется около 15 кг воздуха, по данным об объеме воздуха и процентном содержании в нем отдельных ингредиентов вычисляется количество выбросов в атмосферу. Иногда нормируются допустимые выбросы на 1 км пройденного пути. Так, по стандартам США на 1974 г. при движении в городе от одной автомашины допускаются выбросы CO 47 г/км, углеводов (CH) 4,5 г/км, окислов азота (NO_x) 3,5 г/км.

Следует заметить, что в целом вопросы инвентаризации вредных выбросов и организации контроля за ними разработаны значительно меньше, чем вопросы контроля загрязнения воздуха вне его источников. Такое положение существует уже в течение длительного времени. В результате для многих предприятий не только неизвестны параметры выброса, но нередко и состав выбрасываемых веществ. Сейчас отношение к этим вопросам резко изменилось. Наряду с инвентаризацией на отдельных производствах начинают составляться планы по постепенному сокращению вредных выбросов. В проектах строительства новых объектов следует предусматривать установку контрольных приборов и систем для проверки соблюдения норм выбросов.



ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ПРИМЕСИ

8.1. Общие положения. Для эффективного применения ряда методов наблюдения за загрязнением атмосферы, рассмотренных в предыдущей главе, требуются дополнительные теоретические разработки. В первую очередь это касается методов наблюдения за аэрозолями. Так же как при заборе проб пыли в дымовых трубах, при измерениях аэрозоля на вертолетах и самолетах требуется обеспечить условие изокINETичности. Обоснованию и расчету аэродинамических условий, которые должны соблюдаться при таких измерениях, посвящены работы Левина (1961), Волощука (1971) и др.

Важное значение имеют вопросы теории определения атмосферных выпадений с помощью планшетов или других заборников аэрозолей, анализ наблюдений за радиацией в целях изучения содержания аэрозолей в столбе воздуха. Использование результатов теории атмосферной диффузии позволяет развить методы визуального наблюдения за дымами для определения турбулентных характеристик атмосферы.

Некоторые вопросы, такие как обоснование выбора репрезентативных пунктов наблюдений и частоты измерений, являющиеся общими и для газовых примесей и для аэрозолей, будут частично рассмотрены в главах 9 и 11.

В настоящей главе остановимся на ряде задач, относящихся к теории наблюдений за аэрозолями.

8.2. Определение потока аэрозолей на горизонтальный планшет и теория обтекания планшета. Определение количества выпавшей пыли с помощью планшетов или кювет с водой обычно значительно проще, чем измерение концентрации ее с помощью специальной аппаратуры, в частности воздуходувок, работающих от электрической сети или мощных аккумуляторов. Поэтому планшеты и кюветы находят широкое применение при изучении загрязнения воздуха. В ряде стран они используются при

наблюдениях, организуемых вдали от промышленных центров, в целях характеристики фоновой запыленности атмосферы, а также вблизи промышленных источников. Иногда выпадение аэрозолей на земную поверхность определяется на основе анализа проб снега. Установление связи между выпадениями и концентрациями аэрозоля позволяет существенно расширить объем опытного материала для анализа пространственно-временного распределения примесей. По ПДК (см. п. 10.4), вообще говоря, с учетом данной связи можно определить и предельно допустимые выпадения пыли на земную поверхность, которые до настоящего времени обычно не ограничиваются. Существенное значение имеет и оценка влияния высоты установки планшетов. Из-за необходимости сократить попадание почвенной пыли планшеты и кюветы устанавливаются на высотах от одного до нескольких метров.

Теоретическое исследование этих вопросов было выполнено Берляндом и др. (1966) на основе решения уравнения атмосферной диффузии. Планшеты со специально нанесенным липким слоем и кюветы с водой практически полностью поглощают падающие на них частицы. Поэтому в качестве граничного условия на поверхности планшета полагается $q=0$ (см. (1.6)). В случае частичной липкости поверхности планшета, например, когда она покрыта марлей (Александров и др., 1964), поток аэрозоля определяется умножением рассчитанного потока на коэффициент захвата, представляющий собой экспериментально установленное отношение потока осевшей примеси на данном и абсолютно липком планшете при одинаковых условиях.³ В качестве начального условия на наветренном краю планшета (при $x=0$) полагается, что концентрация q равняется концентрации q_0 аэрозоля в атмосфере. Поскольку размеры планшета невелики, то мала и толщина пограничного слоя над ним. Это позволяет считать величину q_0 постоянной по высоте в пределах этого слоя. Кроме того, можно в первом приближении пренебречь в уравнении турбулентной диффузии не только членом, описывающим диффузию по оси x , но и по оси y , принимая, что концентрация пыли распределена вдоль оси y равномерно.

Планшет оказывает возмущающее влияние как на поле концентраций, так и на воздушный поток. Необходимо учесть, что в результате обтекания планшета в его пограничном слое появляется вертикальная составляющая движения воздуха и коэффициент обмена k_z существенно отличаются от соответствующих величин в окружающей атмосфере k^0 . Поэтому для исследования процесса диффузии уравнение (1.2) дополняется системой уравнений с граничными условиями, описывающими обтекание планшета воздушным потоком. В рассматриваемой задаче весьма существенно учесть турбулентный обмен в атмосфере,

особенно при определении турбулентного потока аэрозолей на планшетах, и принять во внимание, что величины k_z в пограничном слое над планшетом и в окружающей среде резко отличаются. Коэффициент обмена k_z изменяется от значения молекулярной вязкости воздуха на поверхности планшета до сравнительно больших величин, характерных для атмосферы на уровне планшета ($z=1$ м) вне пограничного слоя. При описании процесса обтекания планшета воздушным потоком используются уравнения движения и неразрывности:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (8.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8.2)$$

с граничными условиями на поверхности планшета $u=0$ и $w=0$ для $z=0$.

Полагается, что на достаточно большой высоте над планшетом u совпадает со скоростью ветра u^0 и исчезает турбулентный поток количества движения. Можно ввести толщину пограничного слоя δ так, что $u=u^0$ при $z=\delta$.

Учитывая небольшую толщину пограничного слоя, обусловленную малыми размерами планшета, величины u^0 и k^0 можно считать постоянными по высоте.

Из (8.1) и (8.2) следует уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x} u (u^0 - u) + \frac{\partial}{\partial z} w (u^0 - u) = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z}.$$

Проинтегрировав это уравнение по z от 0 до δ с учетом граничных условий, получим интегральное уравнение «импульсов»:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_0^\delta u (u^0 - u) dz = k_z \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0}. \quad (8.3)$$

Далее умножим уравнение (8.1) на u и исключим w на основании (8.2). После интегрирования полученного соотношения по z от 0 до δ следует интегральное уравнение «энергии»:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_0^\delta u (u^0^2 - u^2) dz = 2 \int_0^\delta k_z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 dz. \quad (8.4)$$

Оно содержит две неизвестные величины: u и k_z . Из общих соображений можно утверждать, что у поверхности планшета коэффициент k_z должен достигать значения молекулярной вязкости ν , а на некотором уровне над планшетом δ_1 он практически принимает значение коэффициента турбулентного обмена в набегающем потоке k^0 . Уровень δ_1 может не совпадать по своей

величине с высотой пограничного слоя δ для скорости движения u , т. е. $\frac{\delta}{\delta_1} = r_1$.

Поскольку известно, что приближенно в пограничном слое скорость движения возрастает с высотой примерно логарифмически, а коэффициент обмена — линейно, будем искать решение задачи в виде, который позволяет удовлетворить также граничным условиям:

$$u = u^0 \ln \frac{\eta}{\nu} / \ln \frac{\eta_1}{\nu} \quad \text{при } z < \delta \quad \text{и} \quad u = u^0 \quad \text{при } z > \delta, \\ k_z = \eta \quad \text{при } z < \delta_1 = \frac{\delta}{r_1} \quad \text{и} \quad k_z = k^0 \quad \text{при } z \geq \delta_1, \quad (8.5)$$

где $\eta = \nu + (k^0 - \nu) \frac{r_1 z}{\delta}$ и $\eta_1 = \eta|_{r_1=1}$.

Подстановка выражений для u и k_z в (8.3) дает

$$\frac{u^0}{r_1 (k^0 - \nu) \ln \eta_1 / \nu} \left(\eta_1 + \nu - 2 \frac{\eta_1 - \nu}{\ln \frac{\eta_1}{\nu}} \right) \frac{d\delta}{dx} = \frac{\eta_1 - \nu}{\delta \ln \frac{\eta_1}{\nu}}, \quad (8.6)$$

Аналогичное выражение следует и из (8.4).

Исключив далее δ_1 , получим уравнение, из которого определяется r_1 . После интегрирования уравнения (8.6) находим, что

$$\delta = \sqrt{\frac{2 (k^0 - \nu)^2 r_1^2 x}{u^0 \left(\eta_1 + \nu - 2 \frac{\eta_1 - \nu}{\ln \frac{\eta_1}{\nu}} \right)}}. \quad (8.7)$$

Уравнение для r_1 решалось с помощью ЭВМ. Проведенные расчеты показали, что величина r_1 сравнительно мало изменяется в зависимости от значений u^0 и k^0 и среднее значение r_1 составляет примерно 5,5, т. е. пограничный слой для коэффициента обмена примерно в 5,5 раза тоньше пограничного слоя для скорости движения. По δ и r_1 определяются u и k_z . Затем в результате интегрирования уравнения неразрывности по найденному u находится w .

8.3. Соотношение между концентрацией аэрозолей и их потоком на планшет. Если ввести безразмерную концентрацию $q_1 = \frac{q_0 - q}{q_0}$, то для нее уравнение диффузии можно записать в форме

$$u \frac{\partial q_1}{\partial x} + (w - w_0) \frac{\partial q_1}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q_1}{\partial z},$$

а граничные условия в виде $q_1 = 0$ при $x = 0$; $q_1 = 1$ при $z = 0$ и $q_1 \rightarrow 0$ при $z \rightarrow \infty$. Здесь w_0 — гравитационная скорость осаж-

дения аэрозолей. В это уравнение подставляются полученные выше значения u , w и k_z . Поток примеси на планшет P_x в точке x определяется далее по формуле

$$P_x = q_0 \left(k_z \frac{\partial q_1}{\partial z} + w_0 \right).$$

Суммарный поток P' на планшет длиной L и единичной шириной находится по формуле

$$P' = \int_0^L P_x dx.$$

Удобно из него выделить турбулентный поток

$$P_\tau = q_0 \int_0^L k_z \frac{\partial q_1}{\partial z} dx.$$

Тогда

$$P' = P_\tau + w_0 q_0 L.$$

Из расчетов, проводившихся при разных значениях входных параметров u^0 , k^0 , L , следует, что турбулентный поток аэрозоля на планшет сравнительно мало зависит от изменений скорости осаждения аэрозоля w_0 от 0 до 0,1 м/с и приближенно

$$P_\tau \approx 0,215 q_0 (k^0)^{0,1} (u^0)^{0,5} L^{0,6}, \quad (8.8)$$

где k^0 , u^0 и L измеряются соответственно в м²/с, м/с и м.

Поскольку u^0 и k^0 возрастают с высотой, соответственно и турбулентный поток аэрозоля увеличивается с возрастанием высоты расположения планшета. Принимая во внимание изменение u^0 и k^0 с высотой, можно определить параметрическую зависимость отношения $\frac{P_\tau}{q_0}$ от высоты установки планшета H^* . Эта зависимость, однако, пригодна только для достаточно больших H^* (обычно около 1 м и выше), где, как указывалось, справедливы предположения о постоянстве u^0 и k^0 в пределах пограничного слоя над планшетом.

Интересно сопоставить полученные результаты с решением уравнения турбулентной диффузии для простейшего случая, когда обтекание планшета не принимается во внимание, а скорость ветра u и коэффициент обмена k_z полагаются постоянными по высоте, равными соответственно u^0 и k^0 , скорость w — совпадающей с гравитационной скоростью осаждения w_0 . При малых w_0 (обычно до 0,1—0,2 м/с)

$$-k_z \frac{\partial q_1}{\partial z} \Big|_{z=0} = \sqrt{\frac{u^0 k^0}{\pi x}}.$$

Отсюда суммарный турбулентный поток на планшет

$$P_T = \frac{2q_0}{\sqrt{\pi}} \sqrt{u^0 k^0 L}. \quad (8.9)$$

Формула (8.9) сходна с (8.8). Однако множители перед степенными комплексами аргументов в этих формулах различаются примерно в 4 раза. Существенно различаются в обоих случаях и турбулентные потоки на разных расстояниях x . Имеющиеся экспериментальные данные подтверждают полученные соотношения. Некоторые вопросы, связанные с эффективностью улавливания аэрозолей липкими планшетами, рассматривались также в работе Бекорюкова и Кароля (1962). Известны также и другие формулы для оценки выпадения промышленной пыли (Хокинс и Нонебл, 1955, и др.).

8.4. Теория радиационного переноса в запыленной атмосфере. В п. 7.4 отмечалось, что для исследования содержания аэрозолей в столбе воздуха по данным актинометрических наблюдений требуется использовать результаты теории рассеивания и поглощения радиации в запыленной атмосфере. В основу такого исследования (Берлянд и др., 1974б) положено уравнение переноса солнечной радиации в атмосфере для плоскопараллельного слоя воздуха, которое записывается в следующем виде:

$$\begin{aligned} \cos \vartheta \frac{dI(\vartheta, \varphi, \tau)}{d\tau} = \\ = I(\vartheta, \varphi, \tau) + \frac{\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^\pi I(\vartheta, \varphi', \tau) \chi(\gamma) \sin \vartheta' d\vartheta'. \end{aligned} \quad (8.10)$$

Здесь τ — оптическая толщина атмосферы, связанная с коэффициентом ослабления радиации $\kappa(z)$ соотношением $\tau = \int_0^z \kappa(z) dz$,

I — интенсивность радиации, ϑ — угол между направлениями ее распространения и осью z , φ — азимутальный угол, ϑ' , φ' — соответствующие ϑ и φ переменные интегрирования, $\chi(\gamma)$ — индикатриса рассеяния под углом γ .

Введем величины τ_n и τ_p ($\tau = \tau_n + \tau_p$), соответствующие поглощению и рассеянию радиации. При этом

$$\lambda = \frac{\tau_p}{\tau_p + \tau_n}. \quad (8.11)$$

Удобно, как это обычно делается в актинометрии, представить $I(\vartheta, \varphi, z)$ в виде суммы двух компонент: интенсивности прямой

радиации I_n и рассеянной I_p . По определению интенсивность I_n можно выразить с помощью δ -функции в виде

$$I_n = I(\tau) \delta(\vartheta - \vartheta_\odot) \delta(\varphi - \varphi_\odot), \quad (8.12)$$

где $\vartheta_\odot$ и $\varphi_\odot$ — соответственно зенитный и азимутальный углы Солнца. Подставив в (8.10) $I = I_n + I_p$, получим два уравнения. Из интегрирования первого из них для I_n в предположении, что на верхней границе атмосферы $\tau = \tau^*$,

$$\tau^* = \int_0^\infty \kappa(z) dz,$$

а интенсивность радиации равна солнечной постоянной S_0 , следует известный закон Буге

$$S_\odot = S_0 e^{-\tau^* \sec \vartheta_\odot}, \quad (8.13)$$

где $S_\odot = I_n(0)$ — прямая радиация Солнца, достигающая земной поверхности.

Для интенсивности рассеянной радиации I_p из (8.10) следует уравнение

$$\begin{aligned} \cos \vartheta \frac{dI_p}{d\tau} = -I_p + \frac{\lambda}{4\pi} I(\tau) \chi(\gamma_\odot) + \\ + \frac{\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^\pi I_p \chi(\gamma) \sin \vartheta' d\vartheta', \end{aligned} \quad (8.14)$$

где

$$\gamma_\odot = \gamma|_{\vartheta=\vartheta_\odot} \quad \text{и} \quad \gamma_\odot = \arccos [\cos \vartheta \cos \vartheta_\odot + \sin \vartheta \sin \vartheta_\odot \cos(\varphi - \varphi_\odot)].$$

Далее отдельно рассматриваются уравнения интенсивности рассеянной радиации I_1 и I_2 , направленные соответственно вверх и вниз, и ϑ для восходящего потока обозначается θ , а для нисходящего через $\pi - \theta$. Если ϑ изменяется в пределах от 0 до π , то θ — от 0 до $\frac{\pi}{2}$. Кроме того, вводятся обозначения из двух индексов при углах γ . Первый из них указывает полусферу, откуда пришла радиация, а второй — направление рассеяния радиации, причем индекс 1 относится к верхней полусфере, а 2 — к нижней. Для прямой радиации в качестве первого индекса принимается 3. Тогда для I_1 следует уравнение

$$\begin{aligned} \cos \theta \frac{dI_1}{d\tau} = -I_1 + \frac{\lambda}{4\pi} I(\tau) \chi(\gamma_{31}) + \\ + \frac{\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\lambda' \int_0^\pi [I_1 \chi(\gamma_{11}) + I_2 \chi(\gamma_{21})] \sin \theta' d\theta'. \end{aligned}$$

Аналогичное уравнение для I_2 отличается от последнего только знаком минус в левой части и тем, что заменяются γ_{31} на γ_{32} , γ_{11} на γ_{12} и γ_{21} на γ_{22} .

При решении уравнений принимается, что на верхней границе нисходящая рассеянная радиация равна нулю, а на подстилающей поверхности с альбедо, равным a , отражение как прямой, так и рассеянной радиации происходит изотропно по закону Ламберта.

Одним из наиболее эффективных методов решения полученной системы уравнений представляется разложение искомых функций в ряд по степеням так, что

$$I_i = \sum_{n=1}^{\infty} \lambda^n I_i^n \quad (i=1, 2).$$

Здесь I_i^n — решение, соответствующее рассеянию n -го порядка. Реальную индикатрису рассеяния удобно представить в виде разложения по полиномам Лежандра так, что

$$\chi(\gamma) = \sum_{k=0}^{\infty} C_k P_k(\cos \gamma) \quad \text{и} \quad P_k(\cos \gamma) = \sum_{s=0}^k P_k^s(\cos \gamma)^s.$$

Проведенное решение показывает, что при произвольной индикатрисе

$$I_1' = \frac{I_0}{\pi} \cos \vartheta_{\odot} e^{-\tau^* \sec \vartheta_{\odot} - \tau \sec \vartheta} \left\{ \frac{a}{\lambda} - \frac{\chi(\gamma_{\odot}) [1 - e^{\tau (\sec \vartheta_{\odot} + \sec \vartheta)}]}{4 (\cos \vartheta_{\odot} + \cos \vartheta)} \right\}, \quad (8.15)$$

$$I_2' = \frac{I_0}{4\pi} \chi(\gamma_{\odot}) \frac{\cos \vartheta_{\odot}}{\cos \vartheta - \cos \vartheta_{\odot}} [e^{-(\tau^* - \tau) \sec \vartheta} - e^{-(\tau^* - \tau) \sec \vartheta_{\odot}}]. \quad (8.16)$$

Интегральный поток рассеянной радиации, достигающий подстилающей поверхности, представляет собой измеряемую обычными актинометрическими приборами рассеянную радиацию $D_{\odot}$:

$$D_{\odot} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_2(\theta', \varphi', 0) \sin \theta' \cos \theta' d\theta' d\varphi'. \quad (8.17)$$

На основании найденного решения с учетом рассеивания первого порядка

$$D_{\odot} = \frac{I_0 \lambda}{2} \sum_{k=0}^{\infty} C_k f_k(\tau^*, \vartheta_{\odot}), \quad (8.18)$$

где

$$f_k(\tau^*, \vartheta) = P_k(-\cos \vartheta_{\odot}) \cos^2 \vartheta_{\odot} \times \\ \times \left\{ P_k(\cos \vartheta_{\odot}) e^{-\tau^* \sec \vartheta_{\odot}} E_1(\tau^* - \tau^* \sec \vartheta_{\odot}) - \sum_{s=0}^k \cos^s \vartheta_{\odot} P_k^s E_1(\tau^*) + \right. \\ \left. + \cos^3 \vartheta_{\odot} \sum_{s=0}^k \cos^s \vartheta_{\odot} P_k^s \sum_{i=2}^{s+2} \sec^i \vartheta_{\odot} \left[\frac{1}{i-1} e^{-\tau^* \sec \vartheta_{\odot}} - E_1(\tau^*) \right] + \right. \\ \left. + P_k(\cos \vartheta_{\odot}) \ln(\sec \vartheta_{\odot} - 1) e^{-\tau^* \sec \vartheta_{\odot}} \right\}, \quad (8.19)$$

где $E_i(x)$ — интегральная показательная функция i -того порядка.

Затабулировав функции $f_k(\tau^*, \vartheta_{\odot})$ для различных k , τ^* , $\vartheta_{\odot}$, можно производить расчеты для произвольной индикатрисы рассеивания.

Другой путь решения сформулированной задачи состоит в упрощении исходной системы уравнений. С этой целью для рассеянной радиации вводятся два противоположно направленных интегральных потока по вертикали $F_i(\tau)$ ($i=1, 2$), так что

$$F_i(\tau) = \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} I_i \cos \theta' \sin \theta' d\theta'. \quad (8.20)$$

Тогда в соответствии с полученными выше уравнениями для I_i (при $i=1, 2$)

$$\frac{dF_1}{d\tau} = -P_1 [1 - \lambda(1 - \Gamma_1)] F_1 + P_2 \lambda \Gamma_2 F_2 + \lambda \Gamma_2 I(\tau),$$

$$\frac{dF_2}{d\tau} = -P_1 \lambda \Gamma_1 F_2 + P_2 [1 - \lambda(1 - \Gamma_2)] F_2 - \lambda(1 - \Gamma_2) I(\tau), \quad (8.21)$$

где

$$P_i = \frac{\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} I_i \sin \theta' d\theta'}{\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} I_i \sin \theta' \cos \theta' d\theta'}, \\ \Gamma_i = \frac{\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} I_i \beta_i \sin \theta' d\theta'}{\int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} I_i \sin \theta' d\theta'}. \quad (8.22)$$

Здесь $i=1, 2$ и

$$\beta_1 = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} \chi(\gamma_{12}) \sin \theta' d\theta', \quad \beta_2 = \beta_1|_{\gamma_{12}=\gamma_{22}}. \quad (8.23)$$

В качестве граничных условий принимается, что на верхней границе атмосферы $F_2=0$, а на подстилающей поверхности $F_1 = a[F_2 + S_0(0)]$.

При стилизации процесса распространения радиации в виде двух интегральных потоков их ослабление можно связать с рассеиванием только назад. Поскольку реальная индикатриса сильно вытянута вперед, то ту небольшую часть энергии, которая рассеивается назад, достаточно учесть приближенно посредством полусферической индикатрисы. Возможности такого представления индикатрисы при решении аналогичных уравнений были отмечены в работах Берлянда (1952, 1956). Справедливость этого подхода подтверждалась сравнением его с более точным решением. Полагая индикатрису рассеяния сферической $\chi(\gamma)=1$, получим, что $\beta_i = \frac{1}{2}$ и соответственно $\Gamma_i = \frac{1}{2}$ при $i=1, 2$.

Величина P_i по своему физическому смыслу представляет собой некоторое среднее значение $\sec \theta$, которое обычно для упрощения задачи принимают постоянным, так что $P_i = P$ ($i=1, 2$), где $P = \sec \theta$; причем для рассеянной радиации расчеты показывают, что достаточно принимать $P=2$.

Решение (8.21) при указанных граничных условиях дает:

$$F_1 = A_1 I(\tau) + C_1 e^{\beta\tau} + C_2 e^{-\beta\tau},$$

$$F_2 = A_2 I(\tau) + \frac{C_1}{\lambda} (1 + \sqrt{1-\lambda})^2 e^{\beta\tau} + \frac{C_2}{\lambda} (1 - \sqrt{1-\lambda})^2 e^{-\beta\tau}, \quad (8.24)$$

где

$$A_1 = \frac{\lambda}{2} \frac{P - \sec \theta_0}{\sec^2 \theta_0 - P^2 (1-\lambda)},$$

$$A_2 [\lambda - a(1 - \sqrt{1-\lambda})^2] - [A_1 - aA_2 - aS_0 \cos \theta_0] \times$$

$$\times (1 - \sqrt{1-\lambda})^2 e^{-\tau^* (\sec \theta_0 + \beta)}$$

$$C_1 = \frac{[(1 + \sqrt{1-\lambda})^2 - a\lambda] e^{\beta\tau^*} - [(1 - \sqrt{1-\lambda})^2 - a\lambda] e^{-\beta\tau^*}}{[(1 + \sqrt{1-\lambda})^2 - a\lambda] e^{\beta\tau^*} - [(1 - \sqrt{1-\lambda})^2 - a\lambda] e^{-\beta\tau^*}},$$

$$\beta = P \sqrt{1-\lambda}. \quad (8.25)$$

A_2 определяется через A_1 , если заменить в числителе перед $\sec \theta_0$ знак минус «—» на плюс «+», а C_2 — через C_1 заменой в числителе C_1 выражения $(1 - \sqrt{1-\lambda})$ на $(1 + \sqrt{1-\lambda})$.

Аналогично (8.17) рассеянная радиация определяется по формуле $D_0 = F_2|_{\tau=0}$:

$$D_0 = A_2 S_0 + \frac{1}{\lambda} [C_1 (1 + \sqrt{1-\lambda})^2 + C_2 (1 - \sqrt{1-\lambda})^2], \quad (8.26)$$

где S_0 — прямая солнечная радиация (8.13).

По $F_1|_{\tau=\tau^*}$ определяется альbedo a_∞ системы земля—атмо-

сфера, а приток солнечной радиации к атмосфере ε находится из соотношения

$$\varepsilon = \frac{d}{d\tau} (F_1 - F_2).$$

Полученные формулы для рассеянной радиации D_0 и прямой S_0 следует отнести к случаю безоблачного неба, поскольку в облаках и вне их характеристики ослабления резко различаются. При наличии облачности более удобно рассматривать отдельно слой облаков, принимая, что на его верхней границе солнечная радиация совпадает с соответствующей величиной при ясном небе.

8.5. Оценка эффектов рассеивания и поглощения радиации по актинометрическим данным. Обычно при анализе наблюдений за прямой радиацией используется формула Буге (8.13), позволяющая оценить суммарную оптическую толщину τ^* . По прямой радиации определяются и другие связанные с τ^* показатели, например коэффициент прозрачности p или фактор мутности. Как указано в п. 7.4, данных о прямой радиации недостаточно, чтобы разделить ослабляющее влияние аэрозолей и других компонент атмосферы, в первую очередь водяного пара. Иногда считают, что поскольку пылевые частицы в основном обладают свойствами рассеивать радиацию, то по актинометрическим данным о рассеянной радиации можно оценить содержание аэрозоля в атмосфере. Более детальный анализ показывает, однако, что и в этом случае удастся получить один интегральный параметр, зависящий от содержания как рассеивающих, так и поглощающих субстанций. Наша идея состоит в том, чтобы одновременно анализировать данные актинометрических наблюдений за прямой S_0 и рассеянной радиацией D_0 , используя при этом формулы п. 8.4.

Заметим, что согласно найденному решению значения D_0 и S_0 при данном альbedo a и $\sec \theta_0$ зависят только от двух параметров: оптической толщины τ^* и величины λ . Вместо этих параметров на основании (8.11) можно использовать τ_p^* и τ_n^* — части оптической толщины атмосферы, обусловленные соответственно эффектами поглощения и рассеяния. Следовательно, решая обратную задачу, по измеренным значениям D_0 и S_0 находятся τ_p^* и τ_n^* или τ^* и λ .

Расчеты по формуле (8.25) показывают, что при фиксированном значении τ_p^* с уменьшением τ_n^* быстро убывает рассеянная радиация D_0 .

На рис. 8.1 представлен график для определения составляющих оптической массы τ_p^* и τ_n^* по значениям прямой радиации S_0 и рассеянной D_0 при $\theta_0 = 45^\circ$ и альbedo подстилающей

поверхности $a=0,2$. Такие графики могут быть построены и для других Φ_0 и a .

Расчеты по формуле (8.19) дают примерно такие же результаты. Так как τ_p^* связано в первую очередь с содержанием аэрозоля, то по увеличению D_0 при данном τ^* можно сделать вывод о росте запыленности атмосферы.

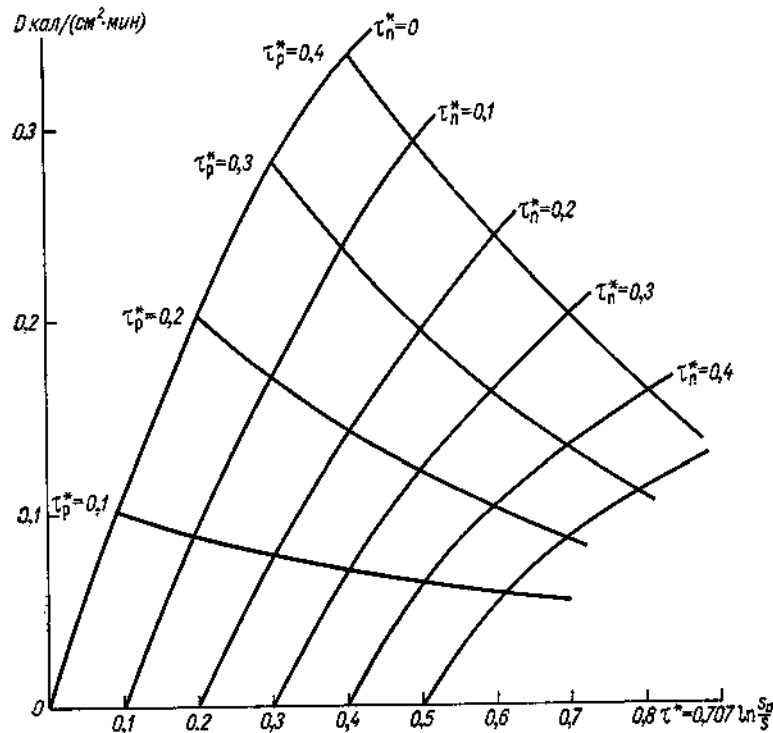


Рис. 8.1. График для определения составляющих оптической толщины τ_p^* и τ_n^* по прямой S_0 и рассеянной D_0 радиации.

Для того чтобы выявить роль рассеивания и поглощения различных субстанций в атмосфере, представляется целесообразным проведение спектральных наблюдений не только за прямой, но и за рассеянной радиацией. Для этой цели хорошо было бы использовать фильтры не только для актиометра, но и для пиранометра.

8.6. Определение характеристик турбулентной диффузии по очертанию дымовых струй и распределению концентраций. Наряду с рассмотренными основными методами определения параметров атмосферной турбулентности и структуры воздушных

потоков полезны простые способы их определения, в частности установление параметров атмосферной диффузии по видимому очертанию дымовых факелов и клубов на основе решения задачи, обратной той, которая ставилась при изучении распространения примеси.

Одна из первых попыток в этом направлении была сделана в связи с определением средних по высоте значений коэффициента горизонтальной диффузии (Берлянд, 1944). Впоследствии теория данного вопроса была развита на основе интегрирования уравнения атмосферной диффузии (1.2) для установившихся условий, так как время наблюдения после начала дымления t , как правило, больше времени $\frac{x}{u}$, необходимого для прохождения дыма до пункта наблюдения при средней по высоте скорости ветра $\bar{u}$ (Берлянд, 1961). Далее используются соотношения (1.26)–(1.33). Из интегрирования (1.33) по z от 0 до ∞ при заданных граничных и начальных условиях, как это сделано в п. 1.10, следует, что

$$\int_0^{\infty} uq \, dz = MPu_H, \quad (8.27)$$

где P определяется (1.32), M — расход примеси, u_H — скорость ветра на высоте источника H .

Если вынести среднее по высоте значение $\bar{u}$ за знак интеграла, то

$$\int_0^{\infty} q \, dz = \frac{MPu_H}{\bar{u}}. \quad (8.28)$$

Величина $V' = \int_0^{\infty} q \, dz$ представляет собой вес дыма в столбе единичного сечения. Учитывая влияние дымовых частиц на ослабление света, можно принять, как предложил еще в 1923 г. Робертс, что эта величина определяет также очертания дымового облака. При $V' > N'$ дымовое облако непрозрачно, при $V' < N'$ оно просматривается, на границе дымового облака $V' = N'$. Значение N' зависит от оптических свойств дыма, условий освещенности и др. Следовательно, контур наблюдаемого снизу или сверху дыма от источника с учетом (1.32) определяется соотношением

$$\frac{M}{2\bar{u} \sqrt{\pi k_0 x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}} = N'. \quad (8.29)$$

Величина $x=L'$, удовлетворяющая (8.29) при $y=0$, представляет собой длину видимой части облака. Тогда из (8.29)

$$\frac{M}{2u \sqrt{\pi k_0 L'}} = N'. \quad (8.30)$$

Для других x ширина горизонтального сечения облака $d' = 2y$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{M}{2u \sqrt{\pi k_0 x}} e^{-\frac{d'^2}{16k_0 x}} = N'. \quad (8.31)$$

Из (8.30) и (8.31)

$$k_0 = \frac{d'^2}{8x \ln \frac{L'}{x}}. \quad (8.32)$$

Следовательно, k_0 определяется только двумя параметрами видимого очертания облака — его общей длиной L' и полушириной d' на заданном расстоянии от источника x .

Из формулы для k_0 следует, что при ее использовании нет необходимости в определении M , N' и u . Если изменится освещенность или мощность источника, а метеорологические условия сохранятся, то L' и d' изменятся соответственно так, что на k_0 это не оказывает влияния. Обычно для измерения L' и d' необходим небольшой срок времени, в течение которого выпадают из факела только наиболее тяжелые частицы дыма. Это, как правило, осуществляется в непосредственной близости от источника и может быть учтено за счет уменьшения расхода M . Поскольку в формуле (8.32) M отсутствует, то при определении k_0 выпадение тяжелых частиц должно мало сказываться. Нетрудно видеть, что вывод формулы (8.32) сделан при условии выполнения (1.26), т. е. $k_y = k_0 u$, независимо от того, является ли k_0 величиной постоянной или функцией от x . Поэтому полученные результаты можно отнести и к осредненным концентрациям $\bar{q}$ с учетом дисперсии колебания направления ветра φ_0 (см. п. 2.5).

Поскольку при достаточно больших x переход к осредненным концентрациям приближенно эквивалентен замене k_0 на $x\varphi_0^2$, то справедливо соотношение

$$\varphi_0 = \frac{d'}{2x \sqrt{2 \ln \frac{L'}{x}}}. \quad (8.33)$$

Для определения φ_0 можно использовать и соотношения, полученные по паре значений ширины факела d'_1 и d'_2 соответ-

венно на расстояниях x_1 и x_2 . Это позволяет исключить из выражения (8.33) величину L' и получить, что

$$\varphi_0 = \frac{d'_1}{2x_1 \sqrt{2} \sqrt{\frac{d_1'^2 x_2^2 \ln x_2/x_1}{d_1'^2 x_2^2 - d_2'^2 x_1^2}}}. \quad (8.34)$$

Одновременное применение формул (8.33) и (8.34) дает возможность контролировать полученные значения φ_0 .

При определении вертикальной составляющей коэффициента обмена k_z воспользуемся тем, что вертикальный контур дымового облака описывается уравнением

$$\int_{-\infty}^{\infty} q dy = N'. \quad (8.35)$$

Поскольку интеграл $\int_{-\infty}^{\infty} q dy$ равен концентрации от линейного источника q' , то для его определения можно воспользоваться приведенным в п. 1.8 решением при $k=k_1 z^m$ и $u=u_1 z^n$. С этой целью положим в (8.35) приближенно, что $z=H$ при $x=L''$, где L'' определяет общую длину дымовой струи, $z=H+\frac{h'}{2}$ при некотором $x < L''$, а h' — вертикальная протяженность дымовой струи на расстоянии x при наблюдении сбоку. Исключив N' и M , получим уравнение для $\frac{k_1}{u_1}$, содержащее в качестве параметров L'' , h' и x и легко решаемое графически. Для малых H , когда можно положить $H=0$, оно сводится к виду

$$\frac{k_1}{u_1} = \frac{h'^{1+n}}{2^{1+n} (1+n)^2 x \ln \frac{L''}{x}}. \quad (8.36)$$

Если H достаточно велико и можно воспользоваться асимптотическим выражением для функции Бесселя в (1.54), то при $m=0$

$$\frac{k_1}{u_1} = 2 \frac{\left[\left(H + \frac{h'}{2} \right)^{\frac{1+n}{2}} - H^{\frac{1+n}{2}} \right]^2}{(1+n)^2 x \ln \left[\frac{L''}{x} \left(\frac{2H}{2H+h'} \right)^{\frac{1+n}{2}} \right]}. \quad (8.37)$$

Для определения величины $\frac{k_1}{u_1}$ можно использовать также формулу, получающуюся из (8.37) исключением длины факела L'' :

$$\frac{k_1}{u_1} = \frac{8 \left[\left(H + \frac{h'}{2} \right)^{\frac{1+n}{2}} - H^{\frac{1+n}{2}} \right]^2 (d_1'^2 x_2^2 - d_2'^2 x_1^2)}{(1+n)^3 (x_1 + x_2) \left[d_1'^2 x_2^2 \ln \frac{x_2}{x_1} \left(\frac{2H}{2H + \Delta_1} \right) - x_1^2 d_2'^2 \ln \left(\frac{2H}{2H + \Delta} \right) \right]}, \quad (8.38)$$

где d_1' и d_2' — ширина факела на расстояниях x_1 и x_2 , Δ — толщина дымовой струи на расстоянии x_1 от источника. При выводе этой формулы полагалось, что видимые длины факела сверху и сбоку приближенно равны между собой.

Полученные формулы весьма просты и удобны для расчета. Для их использования были проведены наблюдения за дымом от трубы высотой 25 м в пределах нескольких десятков метров по направлению ветра (Берлянд, 1961). С помощью аэрологического теодолита определялись снизу горизонтальная протяженность дымового облака L'' и ширина облака d_1' в зависимости от расстояния x . Одновременно фиксировались метеорологические условия. Всего было выполнено свыше 30 серий измерений при условиях стратификации, близких к изотермическим, и скоростях ветра от 3 до 8 м/с. Полученные значения $k_0 \approx 0,5$ м оказались близкими к другим оценкам k_0 для сравнительно небольших расстояний от источника. Было обнаружено некоторое уменьшение k_0 с увеличением скорости ветра.

Елисеев (1965, 1966) развил изложенную схему для определения параметров турбулентной диффузии в случае сравнительно больших расстояний от дымовых труб на основании данных наблюдений с самолета за шириной и протяженностью дымового факела, а также фотоснимков факела. Он применил ее в экспедициях в районы Щекинской и Черепетской ТЭС (п. 9.3). Ширина факела определялась на расстояниях 0,5, 1, 3, 5, 7 и 10 км, а в случаях, когда длина факела L'' была больше, еще на последующих расстояниях через каждые 5 км.

Были обработаны результаты наблюдений 20 полетов. По ним установлено, что величина ϕ_0 сравнительно мало изменялась с расстоянием до 30—40 км от дымовых труб. Значения ϕ_0 возрастают с переходом от устойчивости к конвективному состоянию атмосферы примерно в таком же соотношении, как и ϕ_0 , полученные выше по результатам регистрации колебаний направления ветра с помощью анеморумбографа. Значения ϕ_0 по самолетным наблюдениям были несколько большими.

По данным фотоснимков дымового факела от ТЭС в вертикальной плоскости определялась толщина струи h' на разных расстояниях. При этом исключался ее ближний к источнику участок, где существенно сказывается начальный подъем. Из сделанных снимков отбирались только наиболее четкие. На некоторых была видна дымовая труба с имеющимися на ней кольцами, расстояния между которыми служили в качестве масштаба измерения.

Обработка материала показала, что в дни с конвективными условиями погоды значения $k_z = k_1 H$ на уровне источника и на расстояниях $x \approx 1$ км составляли от 80 до 130 м²/с, а при устойчивом состоянии — от 4 до 8 м²/с. При этом отмечалось увеличение k_z с удалением от источника, на основании чего был сделан вывод о некотором увеличении с расстоянием влияния больших вихрей на характеристики не только горизонтальной, но и вертикальной диффузии.

В работе Елисеева (1968) указано на ряд исследований в Англии, Японии и других странах, в которых по видимому очертанию дымовых струй также определялись различные турбулентные характеристики.

Изложенные результаты свидетельствуют об эффективности метода определения турбулентных характеристик по очертанию дымовых струй. Важно и то, что, применяя этот метод, можно обойтись без постановки сложных экспериментов, используя в качестве объекта наблюдений факелы дымовых труб.

9

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОЙ ДИФфуЗИИ

9.1. Состояние экспериментальных исследований. В целях изучения закономерностей распространения примесей, проверки и уточнения формул для расчета атмосферной диффузии, определения содержащихся в них метеорологических параметров широко ведутся экспериментальные работы. Обзор 20 наиболее крупных исследований, выполненных за последние 10—20 лет в США и Англии (например, работы Ислитцера, Крамера, Стюарта, Пэсквилла, Смита, Хей и др.), а также в Швеции (Хогстром, 1964) дан в «Метеорологии и атомной энергии» (1971). Некоторые из этих исследований характеризуются высокой технической оснащенностью, большим комплексом наблюдений и значительной продолжительностью. В них поставлено много трудоемких и дорогостоящих опытов с наземными и высотными источниками непрерывного и квазимгновенного действия. Так, по проекту «Грин Глоу» в штате Вашингтон создавались наземные источники сернистого цинка. Отбор проб осуществлялся в 833 точках, расположенных на концентрических дугах вокруг источника, причем для этой цели на первых четырех из них устанавливалось по пять мачт высотой до 60 м. По проекту «Дрей Галч» в Калифорнии выполнено более 100 серий экспериментов. Брукхейвенская национальная лаборатория в Нью-Йорке проводит периодические наблюдения с использованием 130-метровой метеорологической мачты уже более 15 лет. Крупные эксперименты проводились в США с использованием тетранов — пластиковых баллонов постоянного уровня (название их составлено из начала и конца слов — тетраэдральные баллоны). Подчиняясь движениям воздуха, тетраны играют роль трассера и позволяют по наблюдениям за их траекториями судить об интенсивности турбулентного рассеивания (Анжел и др., 1972).

В работах Сеттона и ряда других исследователей, рассмотренных в пп. 1.1 и 2.6, на основании эмпирико-статистических со-

ображений нередко принимают, что наземная концентрация примеси выражается формулой

$$q|_{z=0} = \frac{M}{\pi \sigma_y \sigma_z u} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{H^2}{2\sigma_z^2}}. \quad (9.1)$$

В ряде работ вместо σ_y и σ_z (Пэсквилл, 1962; Мид, 1960) вводились ширина облака $2d'$ и его высота h' , определявшиеся из условия убывания расчетной концентрации на границе облака в 10 раз по сравнению с ее осевыми значениями. Так, d' согласно (9.1) связано с σ_y следующим соотношением $\exp\left(-\frac{d'^2}{2\sigma_y^2}\right) = 0,1$, т. е. $d' = 2,15\sigma_y$. Если ввести вместо $2d'$ угловое расширение дымового факела $2\theta'$, то при малых $\theta' \approx \frac{d'}{x}$ получим $\theta' = 2,15 \frac{\sigma_y}{x}$. Между h' и σ_z имеется аналогичное соотношение: $h' = 2,15\sigma_z$.

Во многих из указанных экспериментов основное внимание обращалось не столько на проверку формулы (9.1), широко используемой при расчетах рассеивания примесей, сколько на оценку содержащихся в ней параметров (σ_y , σ_z или d' , h' и θ'). По материалам обработки наблюдений, выполненных Пэсквиллом и Мидом, Гиффорд в книге «Метеорология и атомная энергия» (1971) для приведенных в п. 7.6 классов устойчивости дает значения σ_y и σ_z , представленные на рис. 9.1.

Установлено, что вне зависимости от устойчивости атмосферы горизонтальная дисперсия примеси растет примерно пропорционально расстоянию от источника. Отмечено также, что при устойчивом состоянии атмосферы на некотором расстоянии от источника почти прекращается рост вертикальных размеров факела примеси. В ряде работ принимается $\sigma_y \sim x^{\alpha_1}$, $\sigma_z \sim x^{\beta_1}$, где α_1 и β_1 — постоянные, определенные эмпирическим путем (Випперман и Клюг, 1960; Рейтер, 1964, и др.).

По данным опытов, поставленных в Англии, получено, что в диапазоне времени отбора проб от 3 до 60 мин концентрация убывает пропорционально времени наблюдения в степени $1/5$. При экспериментах с тетранами на расстояниях от 5 до 30 км от источника поперечная дисперсия в течение 24 часов в среднем была в 1,4 раза больше, чем при 6-часовом запуске. Отсюда можно заключить, что поперечная дисперсия уменьшается пропорционально времени в степени $1/5$, а также определить соответствующую зависимость концентраций от времени. Интересны и оценки отношения максимальных и средних значений концентрации за определенные промежутки времени, выполненные

Гиффордом (1960) с учетом проведенных экспериментов и его теоретических исследований (см. п. 2.6). Отмечено, что это отношение изменяется от 1 до 5, если высоты источника и отбора проб совпадают. Оно может достигать 50—100 и более для наземной концентрации от источников на высоте 50—100 м. С увеличением расстояния от источников это отношение стремится к единице.

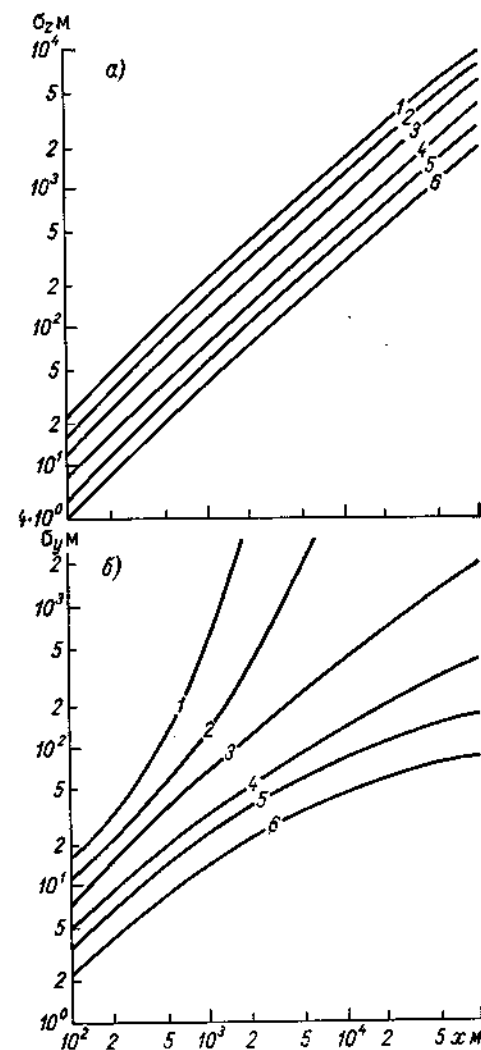


Рис. 9.1. Коэффициенты горизонтальной σ_z и вертикальной σ_y дисперсий.
1—6 — номера классов устойчивости.

К этому следует добавить, что в большинстве случаев рассмотренные опыты осуществлялись с искусственно созданными источниками примеси. Это не позволило исследовать ряд важных

факторов, влияющих на атмосферное рассеивание выбросов, особенно начальный подъем примеси.

Из 20 указанных исследований сравнительно малое число (всего шесть) относилось к практически наиболее интересным случаям высотного источника, причем только в двух из них, проведенных в пятидесятые годы, изучался перенос примесей от реальных источников. Первые относятся к наблюдениям за радиоактивными выбросами ^{41}Ar от атомного реактора в Харуэлле (Англия) из трубы высотой 68 м и температурой уходящих газов примерно 50° . Второе исследование состояло в измерении концентраций SO_2 на самолете в долине Тенесси (США) вокруг ТЭС с трубами высотой 100 м при температуре уходящих газов около 150° . Кроме того, в долине Тенесси измерялись концентрации SO_2 за получасовые интервалы от трех заводов с дымовыми трубами высотой 76, 92 и 153 м.

За последние годы в Англии и США проведены крупные экспериментальные исследования закономерностей распространения сернистого газа вблизи ТЭС, продолжавшиеся в течение нескольких лет. Материалы английских работ (Мартин и Барбер, 1967, 1973) относились к двум тепловым электростанциям — Хей Марнхем (ХМ) и Вест Бартон (ВБ). Мощность первой из них — 1000 МВт, второй — 2000 МВт. Обе они имели по две трубы высотой 137 м и 183 м, выбросы сернистого газа M_{SO_2} при полной нагрузке соответственно достигали 3,4 и 7,0 кг/с, а начальные скорости w_0 — 16 и 24 м/с. Концентрация сернистого газа вокруг станций непрерывно регистрировалась посредством газоанализаторов, работающих на кондуктометрическом принципе.

Первый этап работы относился к 1963—1967 гг., когда работала только ХМ. По данным наблюдений за отдельные годы и сезоны были вычислены средние концентрации. Для обработки данных наблюдений в целях определения наибольших концентраций Мартин и Барбер использовали примерно такую же методику, которая предлагалась нами ранее и изложена в работе Оникула и др. (1965) (см. п. 9.3). Она состояла в том, что для отдельных расстояний от источника при определенных условиях устойчивости атмосферы на график наносятся величины концентраций в зависимости от скорости ветра, при которой они наблюдались. По ним определяется максимум концентрации и соответствующая ему опасная скорость ветра. В результате установлено, что при неустойчивой стратификации наибольшие концентрации c_m достигали $2,5 \text{ мг/м}^3$ при скорости ветра на высоте устья труб $u \approx 6 \text{ м/с}$. В случае равновесного состояния наибольшие концентрации наблюдались на дистанциях 0,8 и 5,5 км и достигали $1,9 \text{ мг/м}^3$ при $u = 6 \div 9 \text{ м/с}$. При инверсионном распределении температуры концентрации всегда были значительно ниже

и до расстояний 28 км от источника, как правило, не превышали $0,1 \text{ мг/м}^3$. После сооружения ВБ в 1967 г. нагрузка ее сначала составляла 700 МВт, зимой 1968-69 г. она достигла проектной мощности 2000 МВт, а летом 1969 г. снова снизилась до 700 МВт. Таким образом, наблюдения могли проводиться при разных выбросах SO_2 .

Измерения концентрации SO_2 вокруг ВБ проводились на 24 стационарных пунктах, которые располагались по трем окружностям радиусами 5,5, 9 и 13 км. Вблизи ВБ была установлена метеорологическая мачта высотой 46 м. На двух уровнях мачты (6 и 46 м) измерялась температура воздуха. Кроме того, использовались данные местной аэрологической станции. Максимальные концентрации SO_2 зимой 1968-69 г. в районе ВБ оказались несколько меньше, чем для ХМ, хотя первая станция по мощности в 2 раза больше второй. Это можно объяснить тем, что высота труб на ВБ существенно больше, чем на ХМ.

Авторы привели также средние значения концентрации, отнесенные к различным интервалам времени отбора проб (3 мин, 1 час, сутки и месяц). Для расстояний от источника 2—13 км получено, что значения за 3 мин в 2—4 раза больше часовых значений, часовые значения в 7—9 раз превышают суточные, а суточные в 9—10 раз — месячные. С удалением от источника эти отношения уменьшаются.

На двух уровнях метеорологической мачты (6 и 42 м) проводилось также измерение концентрации. Существенные различия в данных были обнаружены только при инверсиях температуры. Эксперименты включали и серию наблюдений с помощью лидара за высотой дымового факела, его горизонтальным и вертикальным расширением.

В США начиная с осени 1967 г. осуществлялась пятилетняя программа по изучению загрязнения атмосферы за выбросами сернистого газа от мощных ТЭС. Работы велись недалеко от Питсбурга, где вдоль прямой на отрезке 40 км расположены три ТЭС (Кейстоун, Хамер Сити и Конемей) мощностями соответственно 1800, 1200 и 900 МВт. На первых двух ТЭС трубы имеют высоту 244 м, на третьей — 305 м. Наблюдения проводились месячными сериями, примерно по две серии в год. Во время серий измерения в основном велись ежечасно. Для основных измерений концентрации SO_2 использовались приборы, установленные на вертолетах. При этом концентрация определялась не в отдельных точках у земли, а на высоте 30—60 м в поперечных сечениях дымового факела при полете вертолета на разных расстояниях от источника до 16 км. Кроме того, по методу Веста-Гейке (см. п. 7.1) измерялись средние за 30 мин приземные концентрации с помощью 10 переносных приборов. Детально изучались выбросы сернистого газа и другие параметры выбро-

сов. Параллельно с измерением концентрации велись метеорологические и аэрологические наблюдения. Эпизодически производились лидарные наблюдения за формой дымового факела. Программой предусмотрены специальные наблюдения за состоянием растительности в районе тепловых электростанций.

Данные наблюдений опубликованы Ширмаером и Нимайером (1971, 1974). Некоторые первые результаты анализа полученных материалов изложены в статье Пулера и Нимайера (1971). В ней, в частности, отмечается, что от станций Хамер Сити и Конемей в некоторых направлениях, вдоль которых перепад уровней на местности составлял 60—100 м, концентрации оказались несколько большими, чем при других направлениях. Вблизи ТЭС Кейстоун, расположенной в более пологой местности, не было обнаружено влияния топографии на распределение концентрации SO_2 .

С 1966 по 1969 г. проводились также стационарные наблюдения за содержанием SO_2 в районе ТЭС Кардинал (США) мощностью 1200 МВт. Концентрация SO_2 регистрировалась с помощью газоанализаторов в шести пунктах, расположенных примерно на расстояниях от 3 до 16 км. Одновременно велись наблюдения на мачте за скоростью ветра и температурой воздуха. Полученные результаты изложены в работе Франкенбергера и др. (1971).

В 1968—1970 гг. систематически измерялись концентрации SO_2 и метеорологические элементы в районе ТЭС Сноке (США) мощностью 1050 МВт с двумя трубами высотой по 183 м и средним количеством выброса SO_2 24 т/ч (Маклахлин и др., 1971). Концентрации регистрировались в пяти пунктах вокруг ТЭС на расстояниях 4—12 км. Максимальная концентрация составляла примерно $1,1 \text{ мг/м}^3$ при скорости ветра около 2 м/с.

Опытные работы сравнительно небольшого объема по изучению загрязнения атмосферы в районе ТЭС проводились и в других странах. В Чехословакии (Немец, 1971) опыты ставились в 1964 и 1965 гг. в течение трех- и двухнедельных периодов в районе двух ТЭС. Одна ТЭС мощностью 300 МВт с двумя трубами высотой по 120 м расположена в долине, другая ТЭС мощностью 600 МВт с одной трубой высотой 200 м — у подножия горной гряды. В периоды работ в дневное время определялись выбросы SO_2 , температура дымовых газов, а также измерялась приземная концентрация SO_2 в течение 6—8 часов в сутки. Для этой цели использовались переносные приборы с батарейным питанием, работающие на фотоколориметрическом принципе. Приборы устанавливались до начала работы в утреннее время на основании прогноза направления ветра. Они размещались по двум концентрическим дугам с подветренной стороны на трех дистанциях от дымовых труб (от 1,5 до 4 км) для первой

электростанции и на четырех дистанциях (от 3 до 13 км) — для второй. Проводилось также фотографирование дымового факела примерно до расстояния 400 м от трубы для оценки начального подъема примеси. Во время опытов велись наблюдения за скоростью и направлением ветра на уровне устья труб. Устойчивость атмосферы оценивалась только по общим условиям погоды. По данным наблюдений скорость ветра изменялась от 4 до 14 м/с. Количество выбросов сернистого газа для первой электростанции колебалось от 1,4 до 2,4 кг/с, а для второй — от 4,3 до 6,3 кг/с. В отношении полученных данных о концентрации сернистого газа Немец указывает только то, что ее наземный максимум колебался в период наблюдений от 0,15 до 0,65 мг/м³. При анализе результатов работ проводилось сопоставление измеренного максимума концентрации с данными расчета по формуле Сеттона. При этом отмечалось систематическое различие между ними и вводилась соответствующая поправка к расчетным значениям, которая в среднем составила 0,4.

Результаты обработки фотографий дымового факела для этих опытов изложены в статье Бема (1971). Для начального подъема ΔH в ней использованы эмпирические формулы двух типов. Согласно одной из них (типа (3.2))

$$\Delta H = \alpha_1 \frac{Q_t^{1/4}}{u},$$

где Q_t — тепловая мощность источника (МВт), u — скорость ветра на высоте источника, α_1 — коэффициент. Для первой электростанции оказалось, что $\alpha_1 = 130$, а для второй $\alpha_1 = 250$. Согласно другой формуле начальный подъем определялся при малых скоростях ветра $\Delta H = 43 Q_t u^{-2,7}$.

Парчевски (1971) привел результаты полевых исследований загрязнения воздуха в районе Скавинской ТЭС (Польша) мощностью 400 МВт, проводившихся с мая по декабрь 1961 г. Они включали шесть серий измерения концентрации сернистого газа с помощью газоанализаторов, работающих на фотоколориметрическом принципе и установленных на двух автомашинах. Измерения велись под дымовым факелом на различных расстояниях от источника. Приземные метеорологические наблюдения и шаропилотные измерения проводились до высоты 500 м. В результате получено, что при неустойчивом состоянии атмосферы концентрация сернистого газа весьма заметно пульсировала со временем. Ее максимум достигал 0,3—0,8 мг/м³. При устойчивой стратификации приземного слоя эти пульсации были сравнительно небольшими, причем средняя концентрация составляла около 0,13 мг/м³ при скорости ветра на уровне устья трубы до 4 м/с, а при больших скоростях она уменьшалась до 0,07 мг/м³.

Аналогичные измерения концентрации сернистого газа в течение непродолжительного времени проводились в Польше вблизи Турошовской ТЭС. Здесь также отмечено, что при устойчивом состоянии атмосферы флуктуации наземной концентрации были сравнительно малыми, а в утренние и дневные часы при конвективном состоянии атмосферы значения концентрации резко пульсировали и их максимум достигал 0,3—0,4 мг/м³ утром и 0,7 мг/м³ к концу периода дневных наблюдений.

9.2. Постановка экспедиционных исследований в СССР. В работах, проводимых за последние годы в СССР, был развит новый подход к экспериментальному изучению атмосферной диффузии. Для проверки теории и получения необходимых параметров Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова систематически осуществляла комплексные экспедиции в районы мощных источников промышленного загрязнения воздуха. В них принимали участие Московский НИИ гигиены, Всесоюзный теплотехнический институт, Всесоюзный алюминиево-магниевый институт, а также другие гигиенические и технические организации.

В комплекс исследований включалось определение параметров выброса, измерение поля концентрации примеси вокруг источника, наблюдения за дымовым факелом, градиентные измерения метеорологических элементов вблизи подстилающей поверхности и аэрологические наблюдения в слое 1—1,5 км, в котором осуществляется основной перенос примеси.

Экспедиции работали в районах источников загрязнения различного типа, в том числе в районах предприятий с нагретыми и холодными выбросами с различными высотами труб, в районах одиночных источников точечного и линейного типа и их групп. Длительность отдельных экспедиций обычно составляла около 1,5 месяца. Они проводились в различные сезоны года, в разных климатических зонах страны. Наблюдения велись в разные часы суток для оценки влияния более широкого спектра условий устойчивости и турбулентного режима пограничного слоя атмосферы.

В задачу экспедиций входила не только проверка и уточнение теоретически установленных формул для расчета концентрации примеси, но и проверка правильности параметров выброса, принимаемых при проектировании промышленных объектов. Характеристика экспедиций дана в сводной табл. 9.1.

По своему комплексу эти работы являлись одними из наиболее полных исследований распространения примесей от реальных источников в мировой практике.

9.3. Наблюдения за рассеиванием нагретых выбросов. Распространение нагретых выбросов исследовалось в основном вблизи мощных тепловых электростанций — ГРЭС (государственных

Таблица 9.1

Характеристики экспедиций ГГО

Наименование объекта. Тип и высота H источника. Характеристика местности	Период наблюдений	Температура воздуха t °C	Перегрев выбросов ΔT °C	Исследуемые ингредиенты	Число проб воздуха	Число серий метеорологических наблюдений в приемном слое (до 15 м)	Число аэрологических зондирований (до 1 км)
Щецинская ТЭС. Трубы, $H=120$ м. Местность холмистая с перепадом уровней 50–70 м	IX–X 1961 III–IV 1962 VII–IX 1962 II–III 1963 VII–IX 1963 III–IV 1965	0–10 –15–5 5–25 –27–0 5–30 –16–4	135–165 140–170 120–140 150–190 115–135 145–165	SO ₂ , зола SO ₂ , зола SO ₂ , зола SO ₂ , зола SO ₂ , зола SO ₂ , зола	300, 120 2300, 600 2400, 200 6400, 800 2600, 200 2200, 400	28 65 30 40 17 24	— 71 140 102 140 69
Черепетская ТЭС. Трубы, $H=120$ м. Местность ровная, лесистая	X 1964	10–30	120–150	SO ₂ , зола	2700, 300	50	50
Невский химический завод. Трубы, $H=100$ м. Местность ровная. В городе на берегу реки	VIII 1964	10–20	15–25	Оксиды азота	500	17	30
Молдавская ТЭС. Трубы, $H=180$ м. Степь	IX 1965	20–40	20–40	SO ₂ , зола	2700, 500	26	162
Черкасский завод химического волокна. Шахты, дефлекторы, $H=15+25$ м; трубы, $H=120$ м. Местность ровная, вблизи обширного водохранилища	VII–VIII 1966	10–30	10–30	CS ₂ , H ₂ S	2400, 1000	32	55
Красноярский завод химического волокна. Шахты, дефлекторы, $H=15+25$ м; трубы, $H=120$ м. Местность холмистая, долина реки	II–III 1967	–18–8	30–40	CS ₂ , H ₂ S	700, 400	28	52
Балаковский комбинат, химического волокна. Шахты, дефлекторы, $H=20+30$ м; трубы, $H=125$ м. Степь	VII–IX 1967 VIII–IX 1968	10–35 5–35	10–20 15–25	CS ₂ , H ₂ S CS ₂ , H ₂ S	2600, 900 2500, 500	25 28	95 66
Пикалевский комбинат. Глиноземное производство: трубы, $H=25+80$ м; цементное производство: трубы, $H=40+80$ м; ТЭЦ, труба, $H=100$ м. Местность ровная, лесистая	VII–VIII 1969	10–30	20–60 130	SO ₂ , зола, CO	2000, 800, 300	50	100
Криворожская ТЭС. Трубы, $H=250$ и 180 м. Степь	VI–VII 1970	20–35	100–130	SO ₂ , зола, окислы азота, CO	1100, 550, 900, 900	25	30
Братский алюминиевый завод. Фонатории длиной 600 м, $H=25$ м; трубы, $H=80$ м. Местность ровная, лесистая	VIII–IX 1970 VII–VIII 1974	8–20 5–35	20 10	HF, твердые фториды HF, твердые фториды	3900, 3900 2200, 2200	24 21	30 40
Волковский алюминиевый завод. Фонатории длиной 100–150 м, $H=15–25$ м; трубы, $H=50+120$ м. Местность ровная, лесистая	VII–VIII 1971	10–20	10–50	HF, твердые фториды	4700, 4700	60	30
Город Запорожье. Местность холмистая, на берегу реки	VIII–IX 1972	15–35	0–300	HF, твердые фториды, зола, SO ₂ , CO, NO ₂ , фенол	3200, 3200, 1800, 2500, 1900, 2500, 2100	30	45
Город Новокузнецк. Местность холмистая	VII–VIII 1973	10–35	0–250	HF, твердые фториды, зола, SO ₂ , H ₂ S, NO ₂	4300, 4300, 700, 50, 100, 150	21	70

районных электростанций) — Щекинской и Черепетской (Оникул и др., 1965), Молдавской (Гильденскиольд и др., 1968), Криворожской (Белугина и др., 1971). Специалисты Болгарии, СССР, Польши и Чехословакии провели комплексный эксперимент в Болгарии, вблизи Варненской тепловой электростанции по изучению распространения примесей в условиях сложного рельефа (Горошко и Захариев, 1974).

На всех электростанциях очистке подвергались только зольные выбросы с помощью электрофильтров. На Молдавской ТЭС

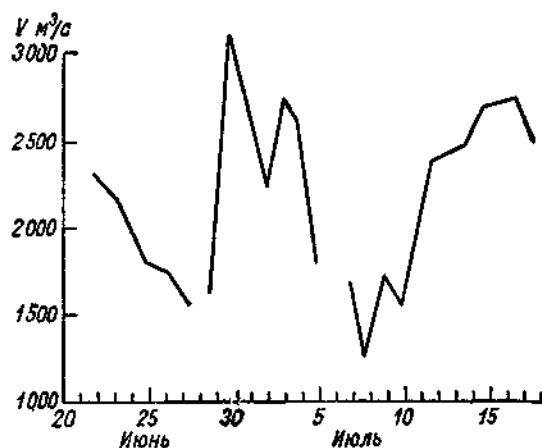


Рис. 9.2. Суммарный объем газов V , выбрасываемых из дымовых труб ТЭС.

использовался мокрый способ золоулавливания, в результате чего температура уходящих газов на этой станции была существенно ниже, чем на других.

В период работы экспедиции вблизи ТЭС определялось количество выбросов сернистого газа и золы в соответствии с методикой, изложенной в п. 7.9 (Горошко, 1968). На Криворожской ТЭС производились также определения выбросов окислов азота на основании измерения их концентрации в газоходах.

В период работы экспедиции отмечалась известная нестациональность режима выбросов, характерная для ТЭС и обусловленная влиянием времени года и суток, составом топлива и т. п. Для примера на рис. 9.2 приведены данные об изменении выбрасываемых газов от каждой трубы и по всем трубам вместе Криворожской ТЭС (Белугина и др., 1971). В отдельные дни, в частности в воскресенье, нагрузка станций иногда снижалась. Отдельные наблюдения в таких случаях позволили оценить влияние количества выбросов на концентрацию примесей.

Вблизи электростанций на различных расстояниях до 10 км, а иногда до 15—20 км от их труб под дымовым факелом проводились измерения приземной концентрации вредных выбросов (на высоте 1,5 м). Наиболее подробно изучалось распределение сернистого газа. На каждом расстоянии размещалось по несколько пунктов отбора проб воздуха и в общем итоге одновременно измерялась концентрация SO_2 в 15—20 пунктах. Это позволило выявить характер ее изменения вдоль оси факела и в поперечном направлении, определить ее максимум и расстояние, на котором он достигался. Продолжительность отбора проб воздуха составляла 20 мин. 20-минутный период определения принят и для приведенных в гл. 3 значений расчетных концентраций, а также разовых величин ПДК.

Отбор проб осуществлялся с помощью аспирационных приборов, обеспечивающих протягивание заданного объема воздуха через поглотительную среду. На сернистый газ пробы отбирались с помощью переносных аспираторов. Для анализа отобранных проб использовались в основном фотоколориметрические методы.

Для определения концентрации золы требуется пропускание сравнительно больших объемов воздуха. С этой целью использовались аспираторы, которые обеспечивались электропитанием от автомобильных батарей и были снабжены фильтрами из ткани ФПП-15 (Рихтер и др., 1964). Поскольку отбор проб на золу производился с помощью автомашины, то одновременно измерялась концентрация только в нескольких пунктах на разных расстояниях от труб.

Во всех экспедициях наблюдения проводились ежедневными сериями в течение 5—6 часов. При этом в различных сериях дистанции, на которых измерялись концентрации, изменялись в такой последовательности, чтобы выявить особенности распределения ее с расстоянием от источника, прежде всего в области ожидаемого ее максимума. Ближайшие дистанции составляли 0,2, 0,5 и 1 км, а дальние — определялись расстоянием, где еще можно было обнаружить существенные концентрации примеси. Серии чередовались (утренние, дневные и вечерние) и были приурочены к разным условиям погоды (случаи ясного и пасмурного неба, различные градации скорости ветра) и т. п. Расстояние до труб оценивалось с помощью биноклей-дальномеров, эклиметров либо по плану местности и по спидометру автомашины.

При обработке данных измерений концентраций особое внимание обращалось на определение максимальных значений ее в зависимости от скорости ветра и устойчивости атмосферы. Для этой цели использовалась предложенная нами методика, согласно которой данные наблюдений группировались примерно для одинаковых условий устойчивости и выброса. Затем

строились графики зависимостей концентрации примеси на определенных расстояниях от скорости ветра на высоте флюгера. Места отбора проб не всегда совпадают с осью факела и этим объясняется разброс точек на графике. Низкие значения концентраций обусловлены уходом факела за счет изменения направления

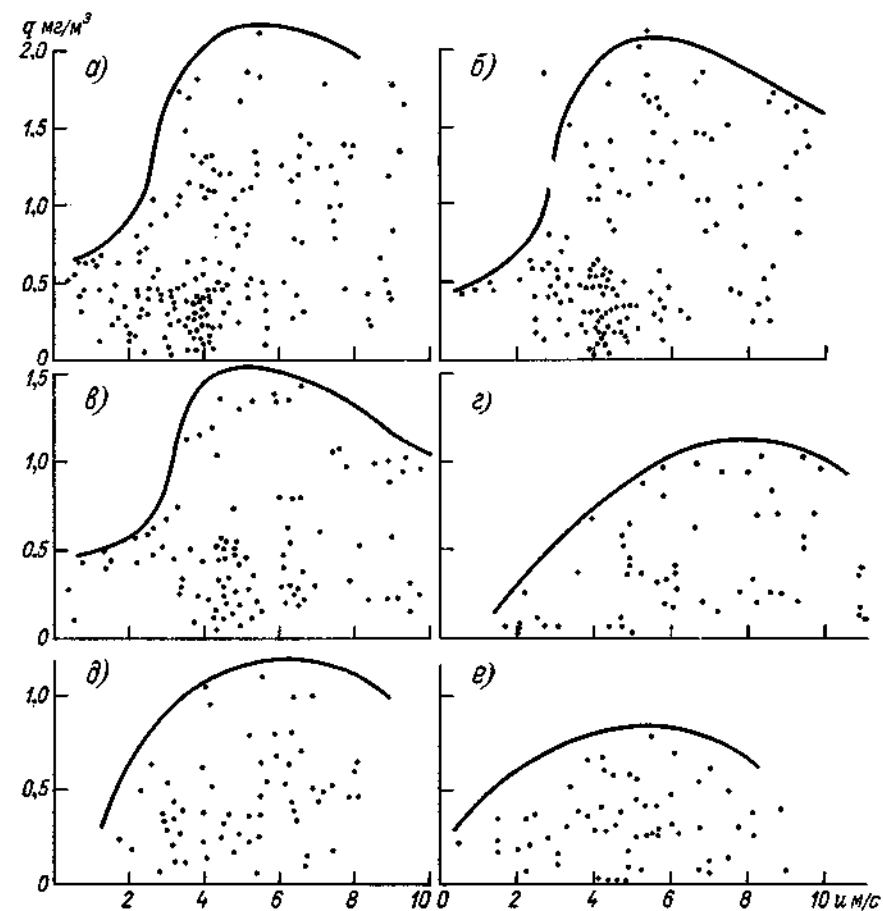


Рис. 9.3. Распределение концентрации сернистого газа (а—е) и золы (д, е) в зависимости от скорости ветра u .

График	а	б	в	г	д	е
Расстояние до труб x км	3	4	6	10	1	3

ветра, неточным расположением мест отбора проб на основании визуального определения оси факела, неустойчивостью режима выброса из труб, турбулентными пульсациями, большими различиями в направлении ветра по высоте и др. На графиках приво-

дятся огибающие кривые, выше которых могут оставаться только отдельные точки. Таким образом, на каждой дистанции определяются максимальные значения концентрации c , а также соответствующие им значения скорости ветра u . По ним затем устанавливается наибольшее значение концентрации c_m , а также соответствующие ей расстояние x_m и опасная скорость ветра u_m .

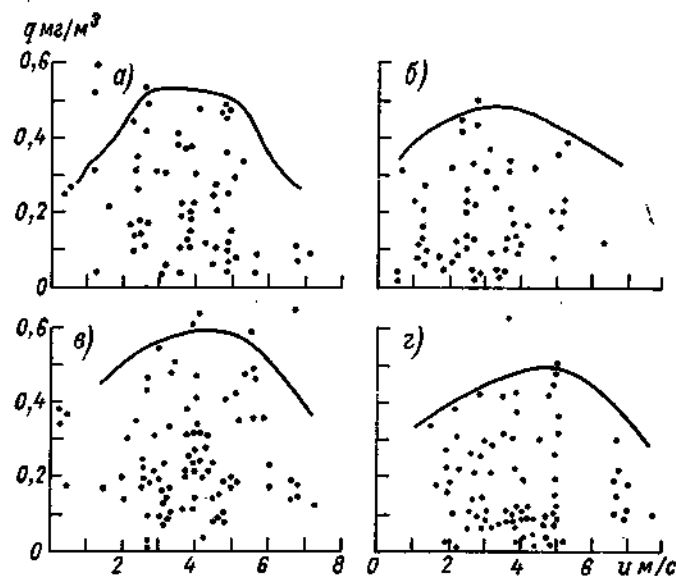


Рис. 9.4. Концентрации сернистого газа в зависимости от скорости ветра u .

График	а	б	в	г
Расстояние до труб x км	1	3	5	8

Анализ материалов первых экспедиций в районе Щекинской ТЭС представлен в статье Оникула и др. (1965). В ней приводятся характерные графики распределения концентрации сернистого газа от скорости ветра для дистанций 3, 4, 6 и 10 км и такие же графики для концентрации золы на дистанциях 1 и 3 км (рис. 9.3). Огибающие на этих графиках ограничивают основную массу разовых концентраций за весь период исследования на разных расстояниях от ТЭС. По ним можно четко определить максимальные значения концентрации для наиболее неблагоприятных условий стратификации в период наблюдений и скорости ветра, при которых они достигаются. Аналогичные графики для концентрации SO_2 по данным экспедиции в районе Криворожской ТЭС-2 для расстояний 1, 3, 5 и 8 км (Белугина и др., 1971) представлены на рис. 9.4.

В табл. 9.2 приводятся полученные в результате подобной обработки данные о концентрациях сернистого газа s в мг/м^3 по материалам экспедиций в районе Молдавской ТЭС (Гильденскиольд и др., 1968).

Таблица 9.2

Значения концентраций SO_2 на различных расстояниях от ТЭС

x км	Число случаев	u м/с			
		2	3	4	6
1	44	0,08	0,09	0,09	0,07
2	48	0,18	0,18	0,18	0,16
3	73	0,23	0,22	0,20	0,16
4	25	0,22	0,27	0,20	0,10
5 и 6	105	0,17	0,20	0,15	0,11
8 и 9	56	0,08	0,08	0,07	0,06

Ряд других результатов измерения концентраций, полученных в экспедициях, будет представлен ниже при сравнении расчетных и опытных данных.

Некоторые особенности распределения примеси в районе ТЭС рассмотрены в статье Горошко (1968а). В ней проводится анализ распределения концентрации s с расстоянием от источника в зависимости от времени суток, при различных синоптических ситуациях, скоростях ветра и стратификациях атмосферы, характеризовавшихся разностью температур в приземном слое воздуха и вертикальным профилем температуры до высоты 500 м. Показывается, что концентрации сернистого газа и пыли при развитой конвекции значительно больше, чем при инверсионном распределении температуры в приземном слое, когда уменьшается турбулентный перенос примеси вниз от дымовых труб. По этой же причине загрязнение воздуха в районе ГРЭС более интенсивно днем, чем в ранние утренние и вечерние часы, и летом, чем зимой.

В период экспедиций проводилось систематическое фотографирование дымового факела ГРЭС примерно с расстояния 1 км по перпендикуляру к оси факела. Снимки делались в светлое время суток, через каждые 15 минут и в моменты, когда форма факела резко изменялась.

На рис. 9.5 приведены характерные формы факела при разных скоростях ветра. По полученным снимкам оценивался начальный подъем дымового факела ΔH и исследовалась его зависимость от скорости ветра с учетом температуры и начальной скорости уноса дымовых газов из труб. Полученные результаты

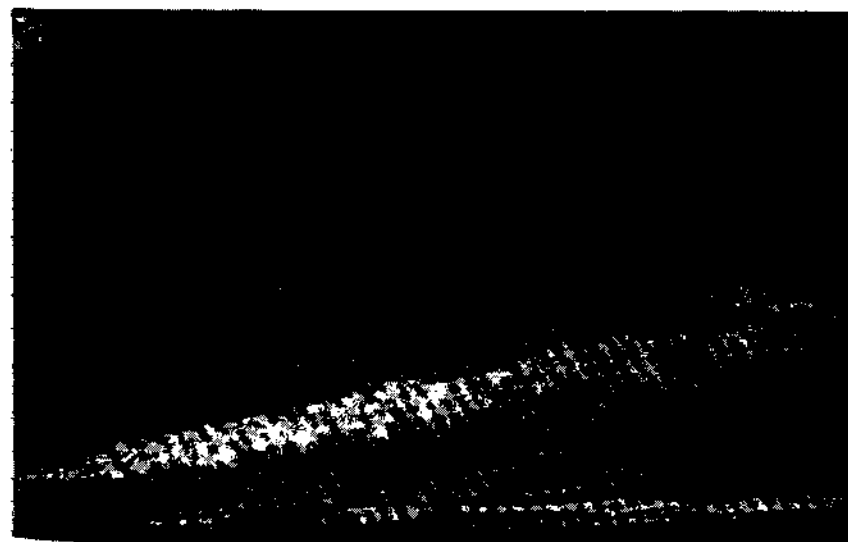
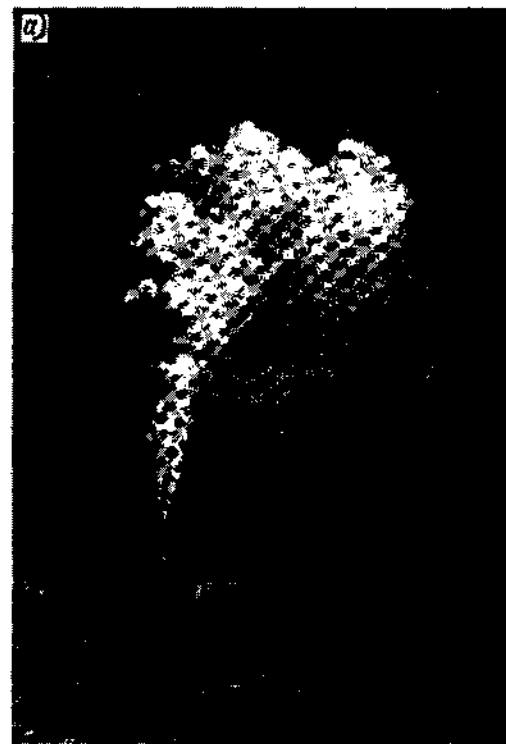


Рис. 9.5. Дымовой факел от ТЭС при слабом (а) и сильном (б) ветре.

будут приведены в гл. 10 при сопоставлении теоретических и экспериментальных результатов.

По сходной программе проводились экспедиционные изучения распространения нагретых выбросов в районе Пикалевского глиноземно-цементного комбината (Вдовин и др., 1973). Полученные результаты представлены также в гл. 10.

9.4. Рассеивание холодных выбросов. Первые опыты по изучению рассеивания в атмосфере холодных выбросов были проведены вблизи Невского химического завода в 1964 г. (Горошко и др., 1966). В них исследовалось рассеяние окислов азота при температуре уходящих газов, всего на 10–20°С выше, чем в окружающем воздухе.

Опытные работы осуществлялись в небольшом объеме примерно по такой же программе, что и изложенная в предыдущем пункте. Измерение концентраций окислов азота производилось одновременно в 10 точках на разных расстояниях от источника, более детальные измерения велись на 0,5, 1, 2 и 3 км. Пробы воздуха отбирались в U-образные поглотители по методике Полежаева и Гириной (1949). Одновременно применялся и другой метод, который заключался в отборе за 20 минут трех мгновенных проб воздуха в эвакуированные бутылки емкостью 0,5 л и газовые пипетки (Алексеева, 1963). Оба метода дали близкие результаты.

В целях изучения начального подъема факела в период работ через каждые 10–15 минут с расстояния около 1 км производилось также периодическое фотографирование дымового факела, который имел обычно оранжевую окраску, характерную для выбросов окислов азота.

Основные работы по изучению распространения в атмосфере холодных выбросов выполнены в четырех экспедициях вблизи предприятий химического (вискозного) волокна: в Черкассах, в Балаково (дважды) и в Красноярске. Описание этих работ и полученные результаты даны в статьях Вдовина и др. (1971) и Байкова и др. (1971).

Основными источниками загрязнения воздуха в районах предприятий вискозного волокна являются вентиляционные выбросы сероуглерода CS_2 и сероводорода H_2S . Сероуглерод является одним из исходных продуктов на этих предприятиях.

В экспедициях составлялась схема удельного баланса CS_2 и H_2S (см. п. 7.9). Кроме того, определялся суммарный объем выбрасываемого воздуха и концентрация в нем CS_2 и H_2S . Это позволяло провести независимую оценку количества выбросов в атмосферу и сравнить ее с данными расчета по удельному балансу. Оказалось, что полученные результаты в основном согласуются между собой.

На рис. 9.6 приведены отношения $\frac{M_K}{M_6}$, где M_K и M_6 — суммарное количество выбросов от всего производства, рассчитанное соответственно по концентрации примесей и удельному их балансу. Очистка от сероводорода работала устойчиво, ее КПД составлял 80–85%, она одновременно уменьшала на 10–20% и выбросы сероуглерода. Сероуглеродная очистка действовала значительно менее стабильно, не ежедневно и с небольшой эффективностью. КПД газоочистки определялся по данным измерений концентраций CS_2 и H_2S до и после очистки.

Вентиляционные выбросы по своей температуре мало отличались от воздуха производственных помещений (20–40°С). Поэтому в летнее время их перегрев по отношению к наружной атмосфере ΔT был мал и в дневное время иногда приближался к нулю. В зимнее время перегрев ΔT достигал 40–50°С.

Характеристики низких источников выброса определялись только во второй экспедиции в Балаково. В этих работах на основании трех разовых обследований удалось выявить выбросы почти от 300 источников, а также определить для них скорость уноса и температуру уходящих газов. Полученные данные измерения большей частью находились в согласии с результатами расчетов по удельному балансу. Высота H низких источников составляла 8–20 м при диаметре D выходных отверстий 0,2–2,2 м, температуре газов 20–40°С, скорости уноса газов 3–20 м/с. Среднее значение этих параметров с учетом весового вклада их в общий выброс составляет $H=15$ м, $D=1$ м, $T_r=25^\circ\text{C}$, $w_0=5$ м/с. Для изучения влияния количества выбрасываемых примесей на наземную концентрацию в период экспедиции в Балаково отключались в отдельные дни очистные сооружения.

Схема отбора проб воздуха для определения концентрации CS_2 и H_2S была такой же, как и в экспедициях в районах

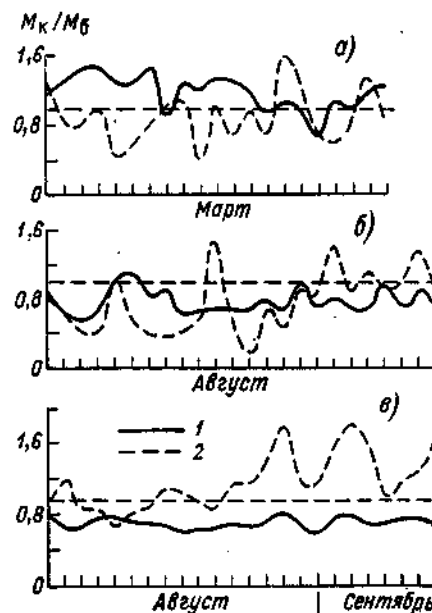


Рис. 9.6. Характеристики выбросов CS_2 (1) и H_2S (2) от предприятий искусственного волокна.

а) Красноярск, б) Балаково, 1967 г., в) Балаково, 1968 г.

электростанций. Пробы отбирались на высоте 1,5 м ежедневно в течение 5—7 часов попеременно в различные части светлого времени суток (примерно от 6 до 21 часа). Продолжительность отбора отдельной пробы составляла 20—30 мин. Факел от труб был виден только зимой в Красноярске за счет конденсации в нем водяного пара до расстояний в несколько сотен метров. В теплое полугодие факел не был виден и расстановка пунктов отбора проб производилась по запаху, весьма характерному для исследуемых газов, а также по направлению ветра и факелу от ближайших дымовых труб.

Пробы отбирались одновременно на трех-четыре дистанциях, в нескольких пунктах на каждой из них. В Красноярске из-за сложных условий в зимнее время года одновременно измерения велись только на двух дистанциях. Часть проб отбиралась с помощью установленных на автомашинах электроаспираторов ЛК-1, причем одновременно забирались две пробы: одна на сероуглерод, другая на сероводород. Часть проб воздуха отбиралась с помощью водяных бачков, таких же, как и для отбора проб на сернистый газ в районах электростанций. Автомашинка размещалась на предполагаемой оси факела, а отборщики — по обе стороны от оси на перпендикуляре к ней на расстоянии от 20 до 200 м. Расстояние между пунктами отбора обычно увеличивалось с удалением от источника, так как при этом градиенты концентрации уменьшаются.

Для сероуглерода в первых трех экспедициях в качестве поглотительного раствора использовался диэтиламин, а концентрация его определялась по интенсивности окраски образующегося соединения с чувствительностью 0,03 мг/м³. Данный метод не специфичен в присутствии сероводорода, поэтому перед поглотительными сосудами ставилось дополнительное приспособление для поглощения сероводорода. Во второй экспедиции (1968 г.) в Балаково, Павленко и Кузьмина (1968) предложили более совершенный способ отбора проб (см. п. 7.1). В п. 7.1 кратко описан также способ, использовавшийся для измерения концентраций сероводорода. Наибольшее количество проб было отобрано при неустойчивой стратификации, скорости ветра до 6 м/с и при температуре воздуха 15—30°С. Материалы обеих экспедиций в Балаково оказались достаточно однородными как по метеорологическим условиям, так и по режиму выброса вредных веществ.

Для сопоставления данных по концентрации примесей, полученных в разных экспедициях, их нормировали на валовой выброс, чем в значительной степени устранялось и влияние различий в мощности предприятий и технологий.

Обработка данных наблюдений производилась по той же схеме, что и для ТЭС. Строились графики, на которые наноси-

лись концентрации CS_2 и H_2S для отдельных дистанций в зависимости от скорости ветра на уровне флюгера. На них проводились кривые, огибающие основную массу точек, исключая при этом некоторые ошибочные данные, а также случаи, относящиеся к редко встречающимся аномальным условиям погоды. Наибольшие значения на этих графиках соответствовали максимуму концентраций на данных дистанциях. Затем находились абсолютный максимум c_m , соответствующие ему расстояние x_m и скорость ветра u_m .

За пределами промышленных площадок концентрации CS_2 и H_2S отчетливо убывают с расстоянием. На расстоянии 5—6 км они были в 4—5 раз меньше, чем на дистанции 1—2 км. Наибольшие концентрации примесей в основном наблюдаются летом при конвективных условиях погоды. Полученные данные будут приведены ниже при сравнении результатов расчета и наблюдений. Как отмечалось, некоторые количества CS_2 и H_2S уносятся с производства вместе с промышленными стоками через канализацию в водоемы, предназначенные для длительного накопления их перед сбросом в реку. Вредные вещества при этом частично выпадают, частично нейтрализуются химическим методом. Однако проведенные измерения вблизи прудов показали, что заметные количества CS_2 и H_2S испаряются в атмосферу и в зоне 1—3 км от этих прудов существенно возрастают концентрации CS_2 и H_2S . Это важное для практики обстоятельство. Очевидно, что следует провести дополнительные исследования и технологические разработки, чтобы оптимальным образом решить вопросы охраны как рек, так и воздушного бассейна.

В 1970—1974 гг. проводились также экспедиции по изучению распространения фтористых соединений и других выбросов от алюминиевых заводов в Братске, Волхове, Запорожье, Новокузнецке. Они позволили получить дополнительный материал по распространению нагретых и холодных примесей, выбрасываемых от источников различного типа. При этом наряду с выбросами из высоких труб изучалось рассеяние примесей и от аэрационных фонарей типа линейных источников. Длина аэрационных фонарей в крышах цехов Братского алюминиевого завода составляет около 600 м.

9.5. Характеристика метеорологических условий в экспедициях. Программа метеорологических наблюдений и схема обработки полученных данных в экспедициях рассмотрены в пп. 7.6—7.8. Они включали градиентные измерения температуры, влажности и скорости ветра с помощью телескопических мачт высотой 17 м, аэрологические наблюдения в пограничном слое атмосферы с помощью привязных аэростатов, радиозондов, самолетов, шаров-пилотов и др. Проводились также измерения составляющих теплового и радиационного баланса подстилающей поверхности,

регистрация пульсаций направления ветра и др. Измерения проводились ежечасными сериями в период отбора проб воздуха, а также с большим интервалом времени круглосуточно.

Результаты наблюдений использовались для определения метеорологических характеристик, обуславливающих распространение примеси. На их основании исследовалось вертикальное распределение скорости ветра и температуры воздуха, дисперсия колебаний направления ветра и рассчитывались значения

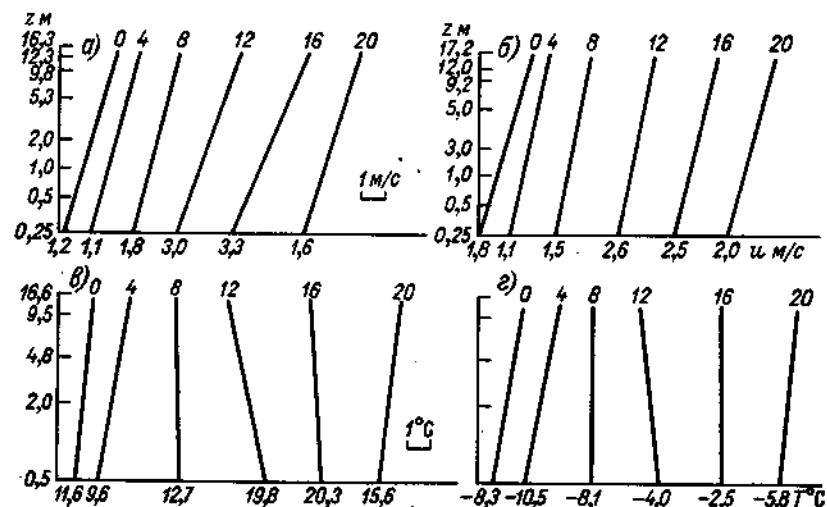


Рис. 9.7. Вертикальное распределение скорости ветра (а и б) и температуры воздуха (в и г) в приземном слое воздуха летом (а и в) и зимой (б и г).

коэффициента обмена в приземном слое воздуха. Изучались особенности их изменения в суточном ходе и в зависимости от сезона года. Почти во всех экспедициях отмечался широкий спектр изменения указанных характеристик.

По данным Расторгуевой (1965), в периоды экспедиций в районе Щекинской ТЭС отмечался отчетливый суточный ход скорости ветра с максимумом днем, минимумом ночью и суточной амплитудой на высоте 1 м около 2—2,5 м/с. Температура воздуха на высоте 2 м при малооблачной погоде достигала максимума летом в 15—17 часов, зимой в 14—15 часов, а минимума соответственно в 4 и 6 часов. Ее амплитуда на высоте 2 м составляла летом 10—12°C, зимой 7—8°C, причем с высотой она несколько уменьшалась и на уровне 17 м была на 1,5—2,5°C меньше. Распределение скорости ветра u и температуры воздуха T по высоте в различные часы суток и в разные сезоны года, как правило, хорошо согласовывалось с логарифмическим законом. Это можно проследить для условий малооблачной погоды по рис. 9.7. На рисунке внизу у каждой прямой для u и T указаны

значения этих величин на нижнем уровне измерения,верху — часы.

В пасмурную погоду, когда стратификация близка к равновесной, логарифмическое распределение температуры и скорости ветра с высотой выражено еще более отчетливо.

Сверхадиабатический градиент температуры днем сменяется на инверсию температуры в ночные часы. Разность температур δT между высотами 0,5 и 2 м при малооблачной погоде в теплое полугодие составляла в среднем днем 1,5—1,8°C, в отдельных случаях превышала 2°C; ночью 0,5—0,8°C, но иногда достигала 1,5—2°C. Зимой при снежном покрове в течение всех суток значения δT невелики и в среднем колеблются в пределах $\pm 0,2$, изредка $\pm 0,5$ °C.

Коэффициенты обмена определялись по материалам всех экспедиций. В табл. 9.3 приводятся рассчитанные по материалам градиентных наблюдений значения коэффициента обмена k_1 для четырех экспедиций в районе Щекинской ТЭС. Из таблицы видно, что k_1 изменяется весьма существенно в течение суток

Таблица 9.3
Средние значения k_1 (м²/с) в районе Щекинской ТЭС

Период наблюдений	Скорость ветра, м/с	Время, часы				
		0	4	6	8	10
III 1962	0,5—3,5	0,08	0,07	0,10	0,10	0,17
	3,6—20	0,15	0,16	0,14	0,15	0,14
II—III 1963	0,5—3,5	0,08	0,06	0,05	0,06	0,11
	3,6—10	0,11	0,15	0,13	0,14	0,15
VII—IX 1962	0,5—3,5	0,04	0,06	0,06	0,12	0,20
	3,6—8	0,12	0,14	0,13	0,17	0,19
VII—VIII 1963	0,5—3,5	0,02	0,02	0,03	0,15	0,33
	3,6—6	—	—	0,06	0,20	0,24

Период наблюдений	Скорость ветра, м/с	Время, часы					
		12	14	16	18	20	22
III 1962	0,5—3,5	0,15	0,14	0,12	0,05	0,07	0,06
	3,6—20	0,14	0,14	0,13	0,15	0,17	0,14
II—III 1963	0,5—3,5	0,14	0,14	0,09	0,04	0,07	0,05
	3,6—10	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14
VII—IX 1962	0,5—3,5	0,22	0,24	0,15	0,10	0,05	0,04
	3,6—8	0,22	0,22	0,20	0,15	0,14	0,12
VII—VIII 1963	0,5—3,5	0,31	0,27	0,27	0,16	0,07	0,06
	3,6—6	0,25	0,26	0,22	0,18	—	—

и в зависимости от скорости ветра. Зимой суточные колебания значительны только при слабых скоростях ветра. Летом они гораздо больше, чем зимой, и отчетливо проявляются даже при относительно больших скоростях ветра.

Результаты обработки дисперсии направления ветра и микроклиматических наблюдений по экспедиционным данным были рассмотрены в п. 2.7.

В ряде экспедиций проводились базисные шаропилотные наблюдения до высоты 3 км. На местности разбивались две взаимно перпендикулярные базы длиной 200—400 м. Зондирование велось во время отбора проб двухчасовыми сериями, в течение которых выпускались последовательно около 10 шаров-пилотов. Базисные наблюдения позволяют рассчитать для различных уровней скорость и направление ветра, вертикальные составляющие скорости движения, а также степень турбулентности воздуха ε — отношение среднего квадратического значения вертикальной пульсации к средней скорости движения. Расчеты выполнялись на ЭВМ с помощью специальных программ. Зайцев (1969, 1971) провел таким образом обработку результатов аэрологических наблюдений в пограничном слое для Балаковской экспедиции.

В табл. 9.4 для разных сроков приведены вычисленные средние по слоям толщиной 250 м значения ε . Зайцевым оценивались также дисперсия колебания направления ветра. Получено, что для утренних и вечерних сроков средние по пограничному слою значения дисперсии составляли около 8—10°С и сравнительно мало изменялись с высотой. Днем отмечалось их некоторое возрастание.

Таблица 9.4

Значения ε , рассчитанные по шаропилотным наблюдениям в Балаково

Время, часы	Высота, м			
	0—250	250—500	500—750	750—1000
7 30— 9 30	0,14	0,14	0,21	0,27
10—12	0,23	0,23	0,27	0,36
13—16	0,23	0,25	0,31	0,32
17—19	0,21	0,18	0,24	0,29

Начиная с 1967 г., в экспедициях проводилось детальное исследование пограничного слоя с помощью замедленных радиозондов, которые оказались весьма эффективными при изучении структуры температурных инверсий.

Согласно данным радиозондирования, в Балаково образование инверсий температуры начинается примерно с заходом солнца. В течение ночи высота их увеличивается в среднем на 30 м за час. После восхода солнца инверсия почти сразу начинает разрушаться, сначала примерно со скоростью 20—30 м/ч, а затем значительно быстрее. Скорость изменения границ разрушающейся инверсии составляет в среднем около 80 м/ч.

В экспедициях велись также наблюдения с помощью вертолетов и самолетов по схеме, изложенной в п. 7.8. Полеты осуществлялись ступеньками на уровнях, обычно следовавших через каждые 100 м до высоты 500 м, а выше через большие интервалы. Подъемы начинались в зоне перед дымовым факелом, а спуски в нескольких километрах по ветру в зоне факела. При подъеме и спуске наблюдения проводились на одних и тех же уровнях.

Самолетные и вертолетные зондирования позволяли не только установить вертикальный профиль температуры, но и изучить ее горизонтальное изменение. Они использовались также для визуальных наблюдений за дымовым факелом, оценки высоты его подъема, направления распространения, протяженности, ширины и формы. Кроме зарисовок факела, при этом фиксировалось время входа и выхода из факела. По времени нахождения в факеле и скорости полета нетрудно было установить, в частности, его ширину. В отдельных случаях факел от Щекинской и Черепетской ТЭС прослеживался до расстояний почти 70 км, при слабых скоростях ветра 1—2 м/с он поднимался до высот более 1 км.

При самолетном зондировании было получено довольно большое количество акселерографических записей, по которым оценивались значения коэффициента обмена на разных высотах в зависимости от скорости ветра и стратификации. Серия полетов проводилась в зоне дымового факела и вне его на разных расстояниях от труб ТЭС (Воронцов, 1965). При этом не было отмечено систематических изменений k_z в горизонтальной плоскости на фиксированном уровне. Так, для одного из полетов в районе Щекинской ТЭС на высоте 250 м в факеле на удалении от труб на 2 км значение k_z составляло 19 м²/с, на том же расстоянии вне факела — 24 м²/с; а в 2 км с другой стороны от труб — 23 м²/с.

Значительное влияние на величину k_z оказывает время осреднения, принятое при обработке данных о перегрузках самолета. Обычно время осреднения принимается 2—3 мин, а средний интервал пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра, составляет 1,5—2,5 с. При осреднении данных за время менее 1 мин вычисленные значения характеризуются большой изменчивостью в пространстве и во времени.

Зайцев (1971) рассмотрел некоторые вопросы механизированной обработки данных регистрации перегрузок самолета. На основе такой обработки оценены средние значения вертикальной скорости w и коэффициента обмена k_z для районов Щекинской и Молдавской ТЭС. Характерные значения k_z составили 25—30 м²/с. В табл. 9.5 приводятся средние величины k_z , полученные Воронцовым (1965) для района Щекинской ТЭС для разных уровней полета, сезонов и времени суток.

Таблица 9.5

Значения k_z (м²/с), рассчитанные для пограничного слоя атмосферы вблизи Щекинской ТЭС

Период наблюдений	Время суток	Высота, м					
		150	200	250	500	750	1000
VII 1962	Утро	—	—	17	16	15	—
	День	—	—	21	20	17	16
III 1963	День	11	14	12	4	—	—

Полученные результаты по порядку величин согласуются с данными расчетов коэффициента обмена k_z на основании приведенных выше теоретических моделей. Полеты в инверсионных условиях, в частности в слоях приподнятых инверсий температуры, показали, что величины перегрузок и соответствующих пульсаций скорости w' резко снижаются. В этих случаях записи на акселерограммах характеризуются малым размахом колебаний и большим периодом пульсаций. При глубоких инверсиях отмечаются почти прямые записи с редкими пиками отклонений от них. Малые значения пульсаций w' и большое время сохранения пульсации одного знака t_w практически не позволило в этих случаях производить расчеты по формуле (7.5). Можно было только качественно фиксировать значительное ослабление турбулентности.

Елисеев (1968) для определения k_z использовал также вертолетные данные о вертикальном распределении концентрации сероуглерода и сероводорода, полученные при исследовании рассеивания выбросов из труб Красноярского завода химического волокна (см. п. 9.4). Вследствие конденсации влаги от труб завода образовался небольшой факел протяженностью 100—200 м. По этому факелу, а также по характерному запаху выбросов полеты вертолета ориентировались в направлении, перпендикулярном к оси факела. Они осуществлялись на высотах от 50 до 300 м через 50 м и на расстояниях 0,5, 1,5 и 3 км от труб. Продолжительность отбора отдельной пробы составляла,

как и у земли, 20 мин. Всего было отобрано около 200 проб за 5 дней наблюдений. Во время полетов измерялись также наземные концентрации CS_2 и H_2S на различных расстояниях от источника. Это позволяло получить вертикальный профиль концентрации в 300-метровом слое, включая наземный уровень.

На вертолете определялась концентрация не в отдельной точке, а ее осредненное значение q' по пути полета в поперечном

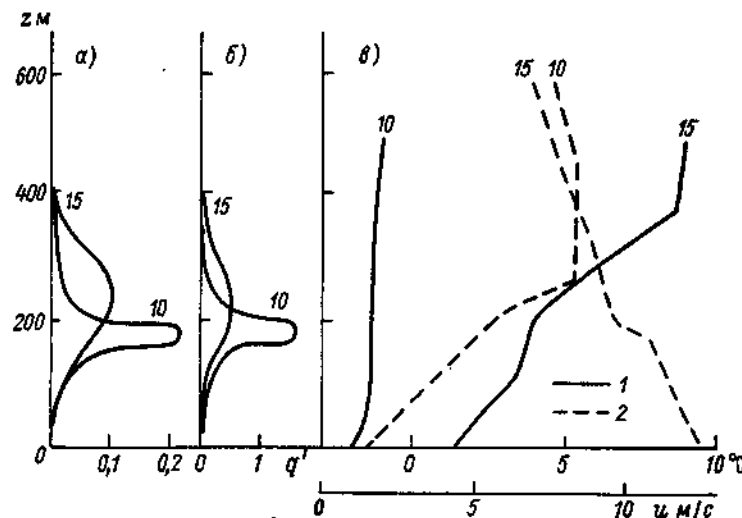


Рис. 9.8. Вертикальное распределение концентрации H_2S (а), CS_2 (б), скорости ветра (1) и температуры воздуха (2) в 10 и 15 часов.

к оси факела направлении. Значение q' в силу (2.26) и (2.29) можно связать с концентрацией на оси факела q_0 и полушириной d' :

$$q' = \frac{1}{2d'} \int_{-d'}^{d'} q_0 e^{-\frac{y^2}{2\pi_0^2 x^2}} dy, \quad (9.2)$$

откуда

$$q_0 = \frac{0,8d'q'}{\pi_0 x \operatorname{erf} \frac{d'}{\sqrt{2}\pi_0 x}}.$$

Формула (9.2) позволяет перейти от измеренных значений q' к величинам q_0 .

На рис. 9.8 приведено вертикальное распределение концентраций CS_2 и H_2S на расстоянии 500 м от труб 21 марта 1968 г., а также распределения температуры воздуха и скорости ветра.

При расчете коэффициента обмена k_z по данным интегральных концентраций примеси q' на различных уровнях Елисеев,

учитывая большую высоту труб (120 м), использовал формулу (1.55) для случая постоянных k_z и u . Приблизительно это можно сделать, так как значительная масса примеси сосредоточивалась, как видно из рис. 9.8, на достаточно большой высоте с максимумом концентраций на уровне около 200 м, где коэффициент обмена уже сравнительно мало изменяется. По известным концентрациям q' на трех уровнях при заданном расстоянии x из (1.55) получают два уравнения для определения k_z .

В табл. 9.6 указаны значения k_z , рассчитанные по концентрациям CS_2 и H_2S , а также величины $k_z = k_1 h$, рассчитанные с использованием формулы Будыко (см. п. 1.5) для k_1 на основании градиентных наблюдений (при $h=100$ м). Между этими данными отмечается определенное согласование.

Таблица 9.6
Средние значения k_z (m^2/s) в 300-метровом слое воздуха вблизи Красноярского ЗХВ

Число	Время, часы	Расстояние от источника, м	k_z по распределению		k_z по градиентным наблюдениям
			H_2S	CS_2	
17 III	11	500	4	4,2	6
	12	1500	—	3,5	
20 III	11	500	20	16	19
	13	3000	24	—	
21 III	10	500	2	4	14
	15	500	8	8	
22 III	13	500	—	14	11
	14	1500	—	18	
23 III	12	2000	4	4	2
	13	4000	2	1,3	

Обзор ряда результатов по изучению турбулентности нижнего слоя тропосферы при самолетном и аэростатном зондировании содержится в статье Пинуса (1971). В ней приводятся данные о степени турбулентности ϵ , коэффициенте обмена, спектральных характеристиках и перемежаемости турбулентности. В частности, получено, что ϵ над ровной подстилающей поверхностью составляет примерно 0,1 в случае равновесной стратификации, 0,03 при устойчивой и может увеличиваться до 0,3 при неустойчивой стратификации.

Выше были изложены основные сведения о комплексе наблюдений, проводимых в экспедициях по изучению распространения примеси от промышленных источников. Полученные результаты позволяют достаточно надежно судить о степени за-

грязнения воздуха в районах таких источников, а также об условиях, определяющих закономерности диффузии примеси в пограничном слое атмосферы.

9.6. Применение высотных метеорологических мачт. Для изучения условий загрязнения атмосферы, определения профилей метеорологических элементов в нижних слоях атмосферы (несколько сотен метров) проводятся наблюдения на телевизионных башнях. С этой целью используется и самая высокая в мире (500 м) телебашня в Москве, а также телебашня в г. Далласе (США), на которой метеорологические приборы установлены до уровня 450 м. О наблюдениях на высоких мачтах упоминалось в пп. 4.1, 7.7 и 9.1.

В течение ряда лет большой объем работ в этом плане выполняется на 300-метровой метеорологической мачте Института экспериментальной метеорологии (ИЭМ) в г. Обнинске. Она является самым высоким сооружением, специально предназначенным для метеорологических исследований, в том числе для изучения закономерностей атмосферной диффузии (Петросянц, 1968). Это позволяет производить на мачте необходимые измерения, избегая погрешностей, возникающих при использовании радио- или телевизионных башен.

Мачта ИЭМ представляет собой трубу высотой 310 м и с постоянным по высоте сравнительно малым диаметром (2,4 м), укрепленную на растяжках (рис. 9.9). На 13 уровнях мачты имеются небольшие балконы и укреплены рей длиной 6 м для установки на них измерительных приборов. Рей ориентированы на четыре стороны света, что позволяет при анализе материалов наблюдений использовать показания приборов, расположенных с наветренной стороны мачты вне ее ветровых теней.

На мачте в течение ряда лет ведутся систематические измерения как пульсационных, так и средних значений температуры, ветра и других метеозадающих элементов. Она оборудована электронной аппаратурой для снятия показаний и их статистического анализа.

К настоящему времени накоплен довольно большой объем материалов наблюдений, часть которого уже опубликована (Бызова и Иванов, 1965).

На основании полученного материала исследовался вертикальный профиль некоторых турбулентных характеристик, в том числе энергии диссипации, изучалась взаимосвязь между характеристиками пульсаций и стратификацией (Бызова, 1947; Иванов, 1971). Данные наблюдений на мачте использовались также для исследования связи дисперсии колебаний направления ветра с условиями погоды в целях оценки зависимости концентраций примеси от времени их осреднения (Артемова, 1967; Артемова и Теверовский, 1971).

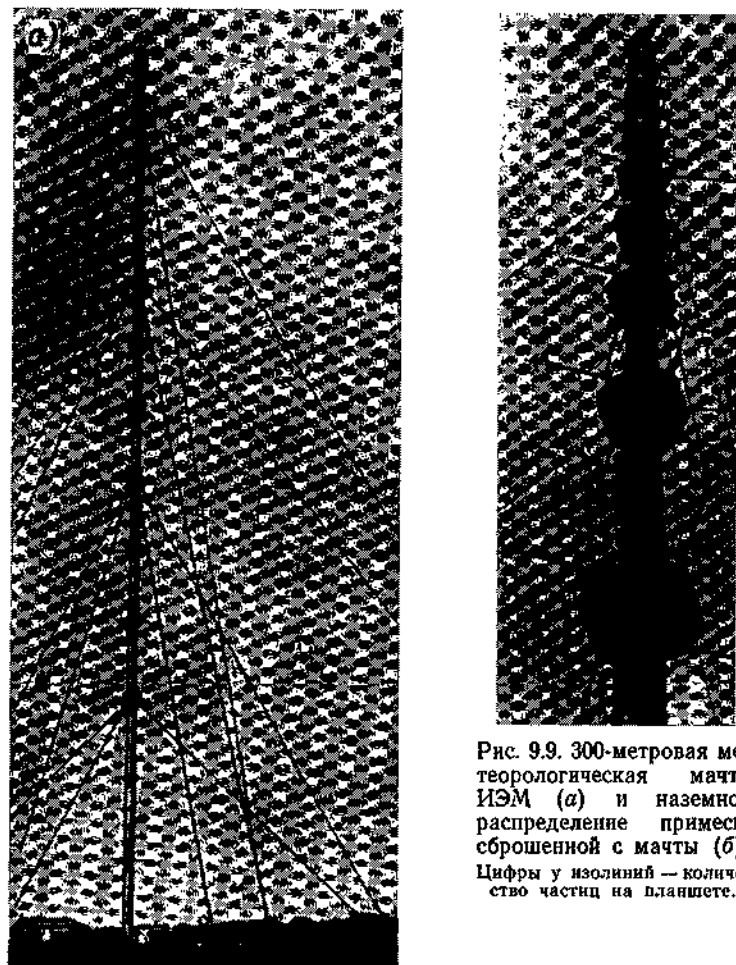
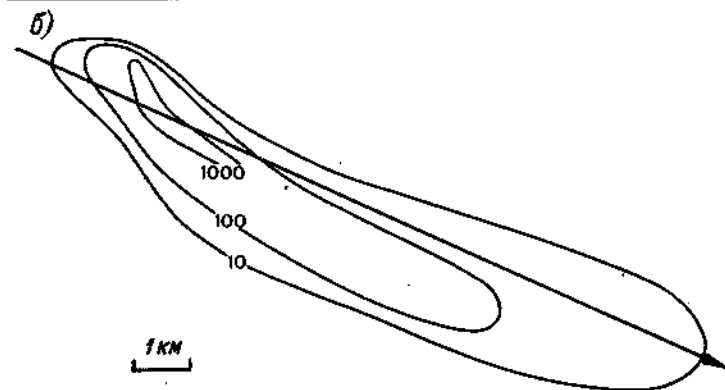


Рис. 9.9. 300-метровая метеорологическая мачта ИЭМ (а) и наземное распределение примеси, сброшенной с мачты (б). Цифры у изолиний — количество частиц на планшете.



В течение нескольких лет проводилось изучение с помощью мачты рассеяния тяжелой примеси (Бызова, 1974). Опыты состояли в том, что с ее балконов распылялись полидисперсные порошки, состоящие из микроскопических шариков особым образом обработанной пластмассы (полиметилметакрилата). На земле с подветренной стороны мачты на разных расстояниях от нее (до 10—20 км) располагались от 100 до 200 липких планшетов площадью 0,1 м² для собирания выпадающих частиц. После опытов планшеты в лабораторных условиях подвергались ультрафиолетовому облучению. Частицы при этом начинали светиться и их можно было сосчитать. Использовались порошки, светящиеся при облучении разным цветом (красным, желтым, оранжевым). Возможность различения частиц позволяла производить одновременное сбрасывание порошков с разных уровней мачты и изучать влияние высоты источника примеси на их распространение. Дисперсность сбрасываемых порошков определялась выборочно просевом их через сита с размерами ячеек 45, 65, 80 и 100 мкм. Дисперсность частиц, осевших на планшеты, не определялась. По размерам (от 10 до 100 мкм) и удельному весу (1,1 г/см³) частиц рассчитывались их скорости осаждения по формуле Стокса. Эти скорости изменялись от 0,3 до 30 см/с. В опытах сбрасывалось от 5 до 20 кг порошка за период времени от нескольких минут до нескольких десятков минут. При этом выполнялся большой комплекс метеорологических наблюдений на мачте.

После подсчета частиц, выпавших на планшеты, для каждого опыта на карте-схеме местности вокруг мачты строились изолинии равных плотностей осадка (рис. 9.9б). По ним устанавливались основные параметры наземного распределения, в частности величина максимума плотности осадка P'_m , расстояние x_m от мачты, на котором достигалось P'_m , значения поперечной дисперсии σ_y^2 , определяемой по рассеянию примеси на разных удалениях, и расстояние $L_{0,1}$ от мачты по направлению ветра до точки, где плотность осадка уменьшается до $0,1P'_m$. Первые эксперименты были поставлены в 1959—1961 гг. Большая серия опытов проводилась в 1963—1967 гг.

При анализе опытных данных и сравнении их с результатами теории Осипов и Бызова (1970) использовали решение уравнения турбулентной диффузии (1.2) для тяжелой примеси при $k_z = b_z u_z$ и $k_y = b_y u_y$, где $\bar{u}$ — средняя скорость в слое под источником, а b_z и b_y — безразмерные параметры. При этом полагалось, что концентрация примеси непосредственно связана с осадком P' и скоростью осаждения. Данные о распределении осадка вдоль направления ветра и поперечной дисперсии примеси

позволяют определить значения b_z и b_y . Осипов и Бызова оценили средние значения b_z и b_y при различных классах устойчивости приземного слоя (см. п. 7.6):

Класс устойчивости	1	2	3	4	5—6	7
b_z	0,10	0,06	0,04	0,025	0,01	0,005
b_y	0,13		0,10	0,08		0,05

Анализ серии экспериментов был посвящен исследованию зависимости плотности выпадений от продолжительности сброса примеси или длительности действия источника $T_{\text{и}}$ (Осипов, 1971). В них было установлено, что при изменении $T_{\text{и}}$ в пределах до 1 часа величина максимума осадка P'_m убывает обратно пропорционально $T_{\text{и}}$ в степени, изменяющейся в пределах от 0,2 до 0,4.

9.7. Эксперименты по сбрасыванию примеси с самолета. Крупные эксперименты по исследованию оседания аэрозоля от линейного высотного источника были проведены в 1960—1961 гг. Дунским и др. (1966). Источником аэрозоля являлся установленный на самолете АН-2 авиаопрыскиватель, предназначенный для обработки сельскохозяйственных полей. С его помощью распылялась водноглицериновая смесь и создавались полидисперсные капли размерами от 15 до 250 мкм со скоростями оседания от 0,02 до 1 м. Опыты проводились в июне—июле на открытом ровном поле размером 10×20 км. Самолет пролетал во время опытов вдоль наветренной границы поля на постоянной высоте со скоростью 170 км/ч. Высота полета изменялась в разных опытах от 100 до 600 м. Перед опытами на поле рядами с интервалом 500 м раскладывались плоские лотки площадью 0,125 м² и стеклянные пластинки размером 9×12 см для улавливания капель. Длина ряда была близка к длине источника, а расстояние между рядами составляло 500—1000 м. Всего на опытном поле измерения проводились в 200—400 контрольных точках. На стеклянных пластинках под микроскопом определялось количество выпавших капель в отдельности по каждой из 7—8 фракций, на которые был разбит диапазон размеров капель аэрозоля. Это позволило проследить за распространением капель разного размера.

Для характеристики метеорологических условий проводились градиентные наблюдения за скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха на высоте 0,4 и 1,6 м и аэрологические измерения ветра с помощью привязного аэростата или шаров-пилотов.

Распространение примеси от движущегося источника является по своему характеру нестационарным. Однако, как отмечает Дунский, за время опыта на планшете происходит накопление примеси, причем суммарное количество осевшей примеси

связано с интегралом от концентрации в данной точке по времени практически в пределах от 0 до ∞. На основании этого можно сделать вывод, что полученное поле суммарных выпадений эквивалентно наземному распределению примеси от стационарного линейного источника.

Из общего количества проведенных опытов было отобрано 12, соответствующих постоянному режиму распыления аэрозоля, устойчивым и благоприятным для анализа метеорологическим условиям. Опубликованные данные опытов включают распределение выпадений капель различной дисперсности в зависимости от удаления от источника (до 10—20 км). Некоторые результаты опытов будут приведены в п. 10.2 для сопоставления с теоретическими расчетами.

Дунский и др. (1965) проанализировали аналогичные опыты по распылению жидкого аэрозоля от движущегося наземного источника (автоопрыскивателя). Обширный материал наблюдений за рассеиванием грубодисперсных аэрозолей с размерами до 100—1000 мкм, выбрасываемых с самолета на высоте от 500 до 800 м, дан в статье Петровой и Мирошкиной (1967).

9.8. Стереофотограмметрирование дымовых струй. Новые возможности исследования структуры воздушного потока сейчас дает метод стереофотограмметрирования. Он применяется в различных геофизических исследованиях — для изучения структуры морских волн, параметров облачности, воздушных течений на больших высотах в стратосфере и т. п. К этому методу было привлечено внимание ученых ГДР (Кольбиг, 1965) как к эффективному способу изучения структуры приземного слоя воздуха.

Леман (1971) изложила результаты определения параметров атмосферной диффузии по данным стереофотограмметрической съемки горизонтальных и вертикальных струй дыма, проводившихся в ГДР. Горизонтальные струи создавались на высотах 60—200 м подъемом дымовых шашек на тросе аэростата. Время горения шашек составляло 3—5 мин. Запускались также дымовые патроны, при падении на землю создававшие вертикальные струи дыма. Обработка заключалась в определении дисперсии примеси по расширению дымовых струй. Гаргером (1971) поставлена серия опытов по фотограмметрированию горизонтальных дымовых струй, создававшихся на разных уровнях с помощью 300-метровой метеорологической мачты (см. п. 9.6). Полученные данные позволили сделать ряд выводов о закономерностях горизонтального рассеяния примесей в зависимости от расстояния до источника.

Работы по развитию данного метода выполнялись ГГО совместно с Московским институтом инженеров геодезии, аэрофотограмметрии и картографии (МИИГАиК). Они предназначались для изучения пространственного распределения скорости ветра и

параметров турбулентного режима, необходимых для исследования процессов атмосферной диффузии (Буров и др., 1969; Елисеев, 1971; Берлянд, 1972). Сущность метода состоит в том, что с помощью специальной фотоаппаратуры, установленной на двух концах базиса, через короткие интервалы времени автоматически производится синхронная кадровая съемка созданных в ряде пунктов на местности вертикальных дымовых струй (трассеров) делающих видимыми движения воздуха на различных уровнях. Сопоставление последовательных кадров позволяет по смещению дыма определить скорость ветра. Съемочные установки представляют собой аэрофотоаппараты АФА-41/20, совмещенные с высокоточными оптическими теодолитами.

Аппаратура обеспечивает частоту съемки примерно 3 секунды. За такой короткий интервал времени конфигурация элементов дымовой струи мало изменяется, что позволяет проследить за их перемещениями на двух последовательных фотографиях. Управление экспериментом осуществляется специальной командной аппаратурой. Такие установки оказались значительно более эффективными, чем используемые в других работах для этой цели фототеодолиты, с помощью которых интервал между снимками не удается сделать меньше 1—2 мин, т. е. времени, когда узкая струя дыма почти рассеивается. Это делает практически неприменимой такую съемку к решению рассматриваемой задачи. Получаемые снимки автоматически обрабатываются с помощью специального устройства — стекометра фирмы Цейсс, используемого также в указанных работах в ГДР. С помощью этого устройства координаты со снимков снимаются с очень большой точностью (± 2 мкм), автоматически печатаются на бумажной ленте и переносятся на перфоленту, после чего производится дальнейшая их обработка с помощью ЭВМ.

Дымовое трассирование осуществляется с помощью стандартных пиротехнических средств, достаточно безопасных в обращении. Они позволяют создавать вертикальную струю цветного дыма, обычно оранжевого, которая простирается от земной поверхности до высоты 100—200 м. Струи дыма сохраняются в атмосфере около 2 мин. Цвет дыма обеспечивает контрастное отчетливое изображение на фотопленке при различных атмосферных условиях. Метод стереофотограмметрирования имеет существенные преимущества над такими традиционными средствами аэрологического зондирования, как шары-пилоты и радиозонды, поскольку он дает не интегральные двумерные характеристики, а детальные локальные характеристики воздушного потока в трех измерениях. Особые преимущества безынерционность метода дает при изучении быстро изменяющихся атмосферных процессов.

Елисеев (1971) получил некоторые оценки точности методов. Оказалось, например, что при базе 135 м, интервале дискретности снимков 3 секунды и пяти реализациях дымовых струй данный метод позволяет определить пульсационные скорости ветра с точностью 0,3 м/с, а среднюю скорость ветра с точностью 0,1 м/с. Оценивалось также необходимое количество реализаций, т. е. число последовательных дымовых струй для определения средней скорости ветра за 10-минутный интервал. При этом получено, что оно изменяется от 2 до 20 при скорости ветра до 10 м/с.

Впервые этот метод был применен экспедицией ГГО совместно с МИИГАиК и УГМС Армянской ССР для исследования воздушных течений в горном районе Армении. Проводились эксперименты двух видов. Один из них был предназначен для изучения скорости и направления воздушных потоков в долине, учет которых существен при промышленном проектировании. Вертикальные дымовые струи, создававшиеся в характерных формах рельефа, фотографировались аппаратами, расположенными на возвышенностях. Изучалось также пространственное поле скоростей движения воздуха над одиночным холмом сравнительно гладким и не покрытым растительностью, высотой 100 м, протяженностью основания около 500 м и крутизной склонов 15—30°.

Вдоль холма примерно в 10 пунктах создавались вертикальные дымовые струи. Стереофотограмметрирование их производилось с базы длиной 135 м, интервал между снимками составлял 3 секунды. На рис. 9.10 а представлена одна из фотографий дымовых струй в различных частях холма. Опыты ставились в разные часы суток. Всего было получено и обработано 500 стереопар. Установленные закономерности вертикального распределения ветра в основном находятся в согласии с результатами рассматриваемых выше теоретических исследований и моделирования в аэродинамической трубе. На рис. 9.10 б приведены вертикальные профили отношения скорости ветра u к скорости ветра u^0 на той же высоте в набегающем потоке до высоты 70 м над подстилающей поверхностью в трех характерных точках холма: на наветренном склоне на расстоянии 150 м от вершины (кривая 1), на вершине холма (кривая 2) и на подветренном склоне на расстоянии 100 м от вершины (кривая 3). На наветренном склоне и на вершине относительная скорость ветра $\frac{u}{u^0}$ уменьшается с высотой, начиная примерно с уровня 5 м над подстилающей поверхностью. На подветренном склоне в нижнем слое толщиной 15—20 м отношение $\frac{u}{u^0}$ возрастает,

а выше затухает с высотой. Полученные результаты позволили выявить такой тонкий эффект, как наличие противотечений на подветренном склоне для случая сравнительно крутого холма.

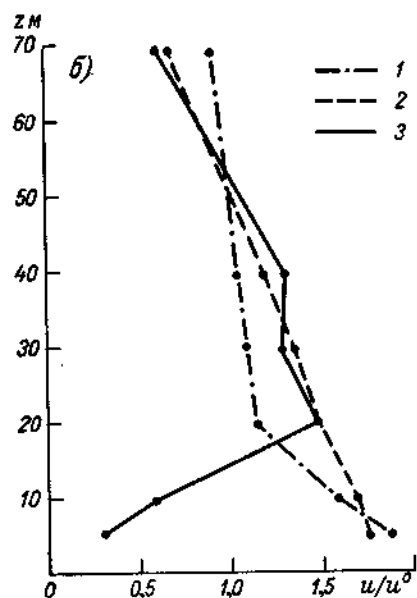
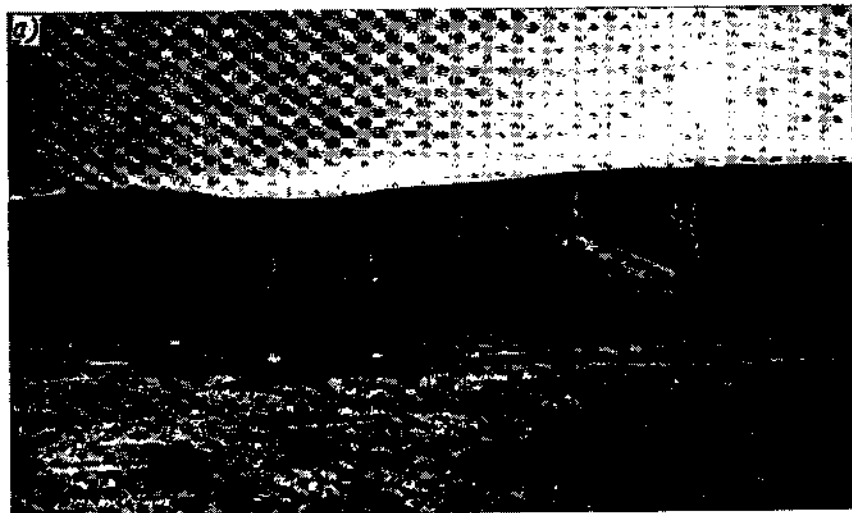


Рис. 9.10. Дымовые струи (а) и вертикальное распределение относительной скорости ветра над холмом по результатам стереофотограмметрирования (б).

Стереофотограмметрирование дымовых струй использовалось также в последующих экспедициях ГГО, выполнявшихся по комплексному энергетическому эксперименту в 1971 г. в Северном Казахстане и в 1972 г. при изучении метеорологического режима в г. Запорожье (Кондратьев, Берлянд, 1974). В первой из них в условиях ровной открытой местности создавались одновременно четыре вертикальные струи. Обработка экспериментальных данных позволила получить вертикальное распределение не только средних скоростей ветра, но и ряда турбулентных характеристик, включая турбулентные потоки количества движения.

В Запорожье дымовые струи создавались над город-

скими строениями в целях изучения влияния жилых застроек на вертикальный профиль скорости ветра.

В ГГО метод стереофотограмметрирования применяют также для определения начального подъема дымового факела от 180-метровой трубы Молдавской ТЭС (Буров и др., 1969). В данном случае они оказались высокоэффективными. Для развития метода стереофотограмметрирования прежде всего следует обратить внимание на совершенствование трассирующих средств и ракет, поднимающих источник дыма на заранее заданный уровень. В дальнейшем данный метод может получить еще более широкое применение в решении многих задач, в частности для исследования структуры воздушного потока в карьерах (см. п. 6.1).

9.9. Климатологические факторы атмосферной диффузии.

В развитии промышленности и урбанизации общества повсеместно отмечается тенденция к децентрализации. Строительство новых предприятий и населенных пунктов ведется в самых различных климатических зонах. Поэтому требуется исследование широкого диапазона изменения климатологических факторов, определяющих процессы атмосферной диффузии. К простейшим из них относятся распределение по территории разности температур δT в слое воздуха 0,5—2 м. С целью изучения этого параметра Касьян и др. (1968) использовали данные с мая по октябрь за 1955—1968 гг. для сети 42 теплобалансовых станций, расположенных в разных географических областях СССР. Из полученных результатов следует, что днем в лесных зонах средние значения δT обычно не превышают $0,5^\circ$, в степных и пустынных областях они на $1—1,5^\circ$ больше. Интенсивность ночных инверсий температуры в степных и пустынных областях несколько меньше, чем в лесных зонах, что обусловлено снижением скорости ветра в последних. Наиболее глубокие инверсии отмечаются в некоторых районах Средней Азии. Для остальных областей значения δT в ночные часы обычно не превышают по абсолютной величине $0,5^\circ$. В годовом ходе наибольшие значения дневных разностей температур отмечаются в июне—июле. Большие $|\delta T|$ встречаются значительно чаще при ясной погоде, чем при пасмурной. Повторяемость значений $|\delta T| > 2^\circ \text{C}$ не превышает нескольких процентов. В дневное время (с 7 до 16 часов) характерны положительные значения δT .

Повторяемость интенсивности приземных инверсий на территории других стран исследовалось рядом авторов. В частности для Канады такие проработки по данным радиозондирования провели Манн и др. (1970).

Детальные исследования турбулентного режима в приземном слое воздуха на территории СССР были выполнены Грачевой (1966, 1968, 1969). Она обобщила материалы градиентных

наблюдений на сети теплобалансовых станций и в экспедициях ГГО. По разности температур δT (в °C) и скорости ветра на высоте 1 м u_1 (в м/с) вычислялось значение параметра $B = \frac{\delta T}{u_1^2}$

(см. (1.15)), являющегося одной из важнейших характеристик устойчивости приземного слоя воздуха и основным параметром для расчета коэффициента обмена k_1 по различным схемам использования градиентных данных. Определялись и значения коэффициента обмена k_1 на высоте 1 м. Коэффициент обмена k_1 рассчитывался также теплобалансовым методом (см. п. 7.6). Это позволило не только контролировать различные способы расчета k_1 , но впервые получить обширный материал о климатологических характеристиках турбулентного режима, установленных независимым методом теплового баланса. В целом были достигнуты удовлетворительное согласование между результатами разных методов и необходимая надежность выводов. Полученные данные позволили изучить суточный и годовой ход этих величин в разных климатических зонах, а также их географическое распределение по территории СССР.

Суточный ход параметра B определялся для одного летнего месяца (июля) по шести срокам (1, 7, 10, 13, 16 и 19 часов) и для одного зимнего месяца (января) всего по двум срокам (1 и 13 часов).

В табл. 9.7 представлены значения B для ряда станций, расположенных в четырех различных зонах: сухой, недостаточно влажной, влажной и избыточно влажной. Максимальные значения B обычно наблюдаются в 10–12 часов летом, а минимальные — в ночные часы. Значительные колебания B имеют место и летом, и зимой.

На станциях, расположенных в южных областях, в частности на указанных станциях зон сухого и недостаточно влажного климата, во все месяцы года число B положительно для дневного времени и отрицательно для ночи. На северных станциях значения B положительны только в дневные часы теплого полугодия, в другое время они отрицательны.

Максимум суточного хода коэффициента обмена k_1 , как правило, отмечается в полуденные часы, а минимум — ночью. Его наибольшие суточные амплитуды имеют место летом, когда они не сильно отличаются для разных климатических зон и составляют примерно 0,10–0,15 м²/с. Зимой (с ноября по февраль) в северных районах значения k_1 в течение суток почти не изменяются. К югу суточная амплитуда и максимумы k_1 возрастают. Годовой ход k_1 в дневное (13 часов) и ночное (1 час) время для характерных станций различных климатических зон приведены на рис. 9.11.

Таблица 9.7
Значения параметра устойчивости B

Станция	Месяц	Время, часы					
		1	7	10	13	16	19
Зона сухого климата							
Тамды	I	−0,06			0,03		
	VII	−0,18	0,12	0,20	0,18	0,13	0,03
Зона недостаточно влажного климата							
Полтава	I	−0,02			0,03		
	VII	−0,23	0,06	0,11	0,22	0,06	−0,06
Аскания-Нова	I	−0,02			0,02		
	VII	−0,14	0,10	0,21	0,23	0,11	−0,04
Хакасская	I	−0,06			0,00		
	VII	−0,17	0,16	0,46	0,37	0,22	−0,06
Зона влажного климата							
Торжок	I	−0,09			−0,05		
	VII	−0,12	0,10	0,14	0,09	0,05	−0,08
Туруханск	I	−0,15			−0,17		
	VII	−0,30	0,10	0,20	0,17	0,14	−0,03
Приморская	I	−0,14			0,04		
	VII	−0,03	0,04	0,16	0,11	0,06	−0,2
Зона избыточно влажного климата							
Коткино	I	−0,22			0,08		
	VII	−0,07	0,09	0,12	0,10	0,05	0,00

Для оценки опасности загрязнения воздуха весьма существенно изучение условий неустойчивой стратификации. Как было установлено в гл. 3, именно для таких условий характерен интенсивный перенос примеси в приземный слой воздуха от мощных источников со сравнительно высокими трубами. Поэтому в рассматриваемых исследованиях особое внимание уделялось определению турбулентных характеристик в дневной срок (13 часов) в летнее время (июль).

На рис. 9.12 приведены карты распределения величин B и k_1 по территории СССР в июле в 13 часов. Представленные карты относятся к средним условиям. При ясном небе днем B и k_1 могут увеличиваться до сравнительно больших значений. Величина B изменяется в пределах от 0,05 до 0,45. Наибольшие значения B отмечаются в зонах сухого и недостаточно влажного климата и в областях со слабыми ветрами, в частности в предгорьях. Значения k_1 колеблются в пределах от 0,10 до 0,30 м²/с.

Наибольшую повторяемость имеют значения B от 0 до 0,01 (30—55%) и k_1 от 0,1 до 0,2 м²/с (40—65%). Наибольшие отрицательные разности температуры δT в слое 0,5—2 м в большинстве случаев наблюдаются при $u_1 = 2 \div 3$ м/с, о чем уже говорилось в п. 3.4. Максимум положительных значений δT (глубокие приземные инверсии) почти всегда имеет место при штиле или

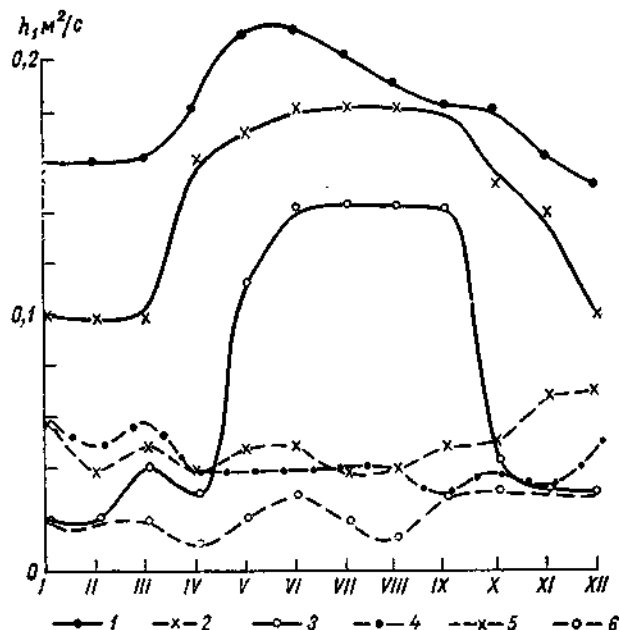


Рис. 9.11. Годовой ход коэффициента обмена k_1 в дневное (1, 2, 3) и ночное (4, 5, 6) время.

1 и 4 — ст. Тамды, сухой климат; 2 и 5 — ст. Рудный, недостаточно увлажненный климат; 3 и 6 — ст. Коткино, избыточно увлажненный климат.

слабом ветре. Изучались также средние значения отношений коэффициента обмена к скорости ветра на высоте 1 м $\frac{k_1}{u_1}$, которые являются одной из важных характеристик турбулентной диффузии. На территории СССР для полуденного времени в июле $\frac{k_1}{u_1}$ изменяется в пределах от 0,04 до 0,14 м. Наибольшие значения $\frac{k_1}{u_1}$ относятся к районам Средней Азии и Сибири. Полученные данные о вертикальной составляющей коэффициента обмена k_1 и дисперсии колебаний ветра φ_0 (см. п. 2.7) использовались

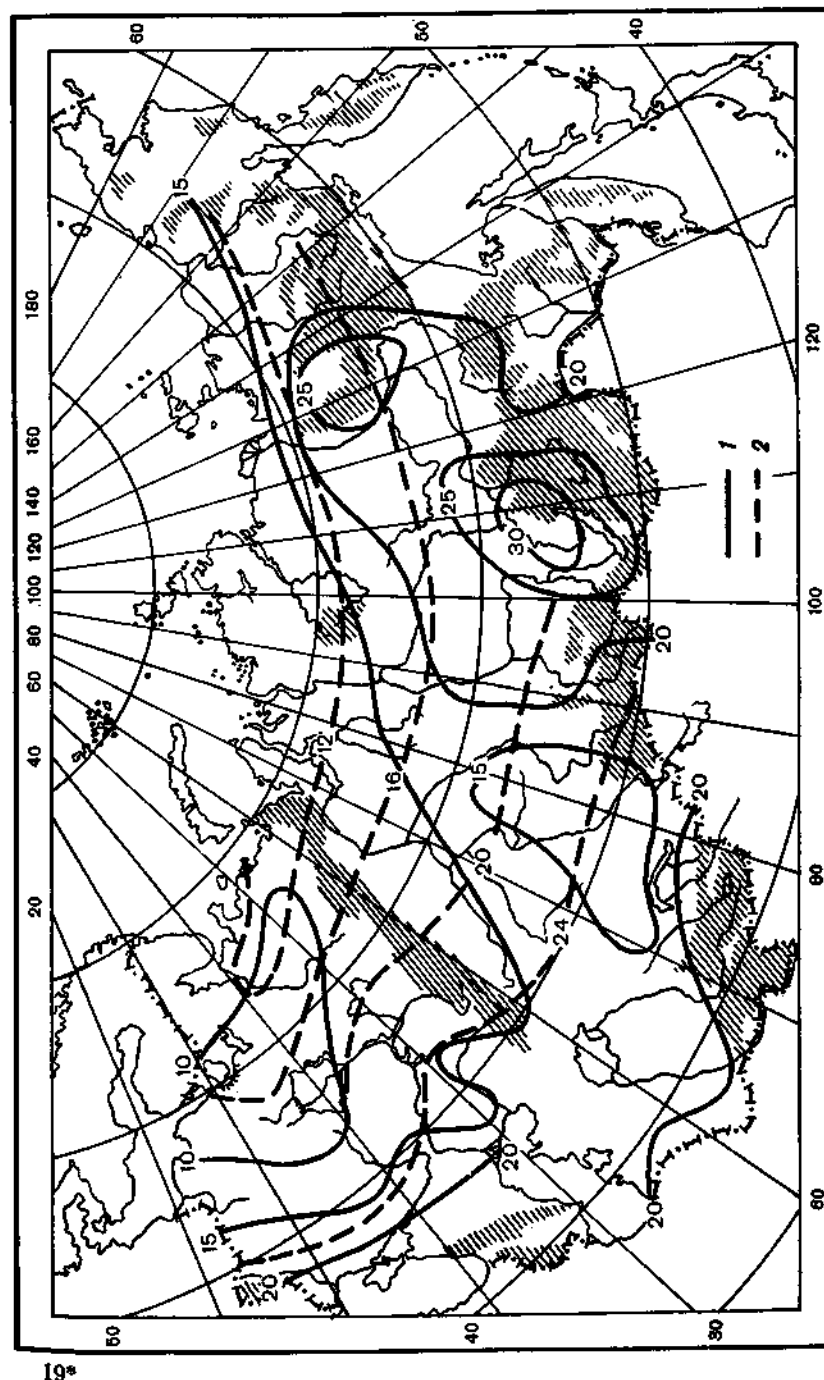


Рис. 9.12. Распределение показателя устойчивости $B \cdot 10^3$ (1) и коэффициента обмена $k_1 \cdot 10^3$ (2) на территории СССР (июль, 13 часов).

при районировании значений коэффициента A (см. (3.51)), содержащегося в расчетных формулах (3.50), (3.56) и др.

Предпринимались попытки климатологического исследования ряда аэрологических характеристик, а также коэффициента турбулентного обмена выше приземного слоя. В этом плане полезны приведенные в п. 4.4 результаты Васильченко (1965) по типизации вертикальных профилей скорости ветра и температуре воздуха. Лазарева (1964), используя приближенные методы оценки высоты пограничного слоя H_0 и среднего для него значения коэффициента турбулентности $\bar{k}_z$, построила соответствующие карты распределения этих характеристик для Европейской территории СССР за теплый период года. По ее оценкам наибольшие значения H_0 и $\bar{k}_z$ наблюдаются в мае—июле и составляют соответственно около 1 км и 10—15 м²/с. Они сравнительно мало меняются по территории в летние месяцы.

Приведенные климатологические характеристики весьма важно учитывать при развитии строительства, создания новых промышленных центров и городов.

10

ПРОВЕРКА ТЕОРИИ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО РАСЧЕТУ РАССЕИВАНИЯ ВЫБРОСОВ

10.1. Сравнение данных расчета и экспедиционных наблюдений. Частично сопоставление экспериментальных и расчетных данных уже проводилось в предыдущих главах. В отношении концентрации от высотного источника, в частности, указывалось, что результаты расчета по формулам Сеттона и по другим формулам того же типа в ряде случаев значительно различаются с опытными данными. Мартин и Барбер (1973) при сравнении измеренных максимальных концентраций SO_2 вблизи ТЭС с расчетными данными по схеме Пэсквилла указали только на их качественное согласование и отметили значительное расхождение (примерно в 2 раза) в количественном отношении. Франкенбергер и др. (1971) сделали вывод, что данные расчетов по справочникам Смита (1968) и Тарнера (1969) были существенно выше, чем измеренные концентрации SO_2 . МакЛахлин и др. (1971) нашли, что данные расчета по справочнику Смита (1968) в 2—3 раза ниже средних значений наблюдавшихся концентраций на ряде пунктов в районе ТЭС. Однако в целом материалы экспериментальных исследований еще сравнительно мало использовались для всесторонней проверки выводов теории. Они применялись в основном для установления эмпирических формул или уточнения содержащихся в них параметров.

Наиболее полной проверке на экспериментальном материале подвергались выводы теоретических исследований Берлянда и др., изложенные в гл. 2—6.

Теория распространения нагретых примесей сопоставлялась с результатами экспедиций ГГО в районы ТЭС, глиноземного и цементного производств (см. п. 9.3). При этом главное внимание уделялось сравнению максимальных концентраций, зависимости их от расстояния до источника, скорости ветра и др. Кроме того, были использованы материалы и менее детальных

гигиенических обследований, которые проводились в 1953—58 гг. Московским НИИ гигиены (Оникул и др., 1965). Эти материалы включали данные по ряду ТЭС, работавших на различных углях и торфе. Число труб на каждой ТЭС составляло 1—18, высота труб 40—150 м. Для ТЭС, где не было достаточно полных измерений параметров выброса, они рассчитывались по мощности и сорту топлива (см. п. 7.9).

Обработка данных измерений велась по изложенной в п. 9.3 схеме путем построения графиков зависимости концентраций от скорости ветра и проведения на них огибающих кривых. В случаях, когда данных было не достаточно для построения таких графиков, величины наибольших концентраций c_m находились как полусумма абсолютного максимума наблюдавшихся концентраций и средних величин по всем ненулевым пробам.

В табл. 10.1 приведены опытные и расчетные значения максимальных концентраций SO_2 и золы (в mg/m^3), отнесенных к соответствующему количеству их выбросов. Результаты расчета и опытные материалы находятся в удовлетворительном согласии.

Таблица 10.1

Измеренные и вычисленные концентрации SO_2 и золы вблизи ТЭС,отнесенные к единице массы выброса ($10^6 \frac{c_m}{M} \text{ с/м}^3$)

ТЭС	H м	Сернистый газ		Зола	
		наблюдение	расчет	наблюдение	расчет
Каширская	150	0,29	0,31	0,18	0,32
Черепетская	120	0,28	0,25	0,62	0,50
Южно-Уральская	120	0,09	0,25	0,39	0,50
Южно-Кузбасская	105	0,63	0,39	0,64	0,74
Несветаи	70	—	—	—	—
Ивановская	40—60	—	—	—	—
Шатурская	40	—	—	—	—

Итоговые результаты сравнения теоретических и экспериментальных результатов по всем ТЭС, указанных в табл. 9.1 и 10.1, представлены на рис. 10.1. В качестве показателей сравнения здесь приняты, как и в табл. 9.1, значения максимальных концентраций, нормированные на соответствующее количество выбросов ($\frac{c_m}{M}$).

Можно отметить, что для всего диапазона исследованных высот дымовых труб от 40 до 250 м имеет место достаточное для практических целей согласование между выводами теории

и опытов. Подтверждается и следующая из теории рассеивания нагретых выбросов зависимость, согласно которой величина c_m обратно пропорциональна величине H^2 . Следует отметить, что эта зависимость, теоретически установленная в работе Берлянда и др. (1964а), сначала была проверена на опытных материалах наблюдений в период, когда высота труб не превышала 150 м. После сооружения более высоких труб, в том числе высотой

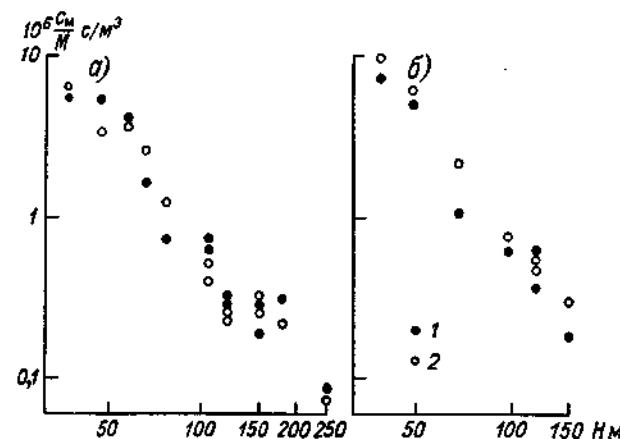


Рис. 10.1. Сравнение расчетных (1) и измеренных (2) концентраций сернистого газа (а) и золы (б) вблизи ТЭС с трубами разной высоты H .

250 м, формулы для c_m , включая зависимость c_m от H , полностью подтвердились экспедиционными данными (рис. 10.1). В частности, для Молдавской ТЭС с высотой труб 180 м по расчетам c_m составила 0,26 mg/m^3 , а по данным измерения 0,3 mg/m^3 .

Согласуются также расчетные и опытные значения опасной скорости ветра u_m . Для Шекинской, Черепетской и Криворожской ТЭС, дымовые газы которых имеют начальную температуру 130—160°С, значение u_m по расчетным данным равно 5 м/с, а по опытным 4—6 м/с. Заметим, что по данным Мартина и Барбера (1967, 1973) для аналогичных ТЭС также $u_m \approx 5$ м/с (см. п. 9.1). Для Молдавской ТЭС, где используется мокрая очистка дымовых газов и температура их составляет около 40°С, значение u_m по расчетным данным равно 2,5 м/с, а по опытным 2—3 м/с.

Подтверждается и зависимость максимальных концентраций c_{mi} от скорости ветра u , причем отмечается асимметрия этой зависимости при $u > u_m$. В случае $u < u_m$, с ростом u отношение максимума концентрации c_{mi} к c_m быстро возрастает, а в случае $u > u_m$ с ростом u это отношение изменяется мало.

Таблица 10.2

Значения $\frac{c_{ми}}{c_m}$ по данным расчетов и наблюдений для концентрации SO_2

	u м/с				
	3	4	5	8	10
Расчет	0,5	0,8	1,0	0,9	0,8
Наблюдения	0,75	0,9	1,0	1,0	0,8

В табл. 10.2 приводятся значения отношения $\frac{c_{ми}}{c_m}$ для концентрации SO_2 для Щекинской ТЭС при скорости ветра 3—10 м/с.

В большинстве случаев материалы наблюдений вблизи ТЭС показывают также, что x_m близки к теоретически установленному значению. Например, для Криворожской ТЭС с трубами высотой 250 м максимум концентрации c_m достигался на расстоянии 5 км. Подтверждается также вывод о том, что содержание примеси в приземном слое в зоне от $0,5x_m$ до $2x_m$ примерно одинаковое. Проверке подвергались результаты расчета изменения наибольших концентраций c (при неблагоприятных условиях) в зависимости от расстояния x до источника.

В табл. 10.3 для Щекинской ТЭС даны значения $\frac{c}{c_m}$ для концентраций SO_2 и золы на разных расстояниях от труб (Оникул и др., 1965).

Таблица 10.3

Значения отношения c/c_m по данным расчетов и наблюдений для Щекинской ТЭС

Примесь	Расстояние от источника, км						
	1	2	3	4	6	10	15
SO_2							
расчет	—	0,9	1,0	0,9	0,5	0,3	0,2
наблюдения	—	0,8	0,9	0,8	0,6	0,5	0,3
Зола							
расчет	0,4	0,9	—	0,9	0,8	—	—
наблюдения	0,5	1,0	—	0,8	0,6	—	—

В табл. 10.4 представлены аналогичные данные для Криворожской ТЭС (Белугина и др., 1971). По материалам наблюдений для каждой дистанции определялась скорость ветра u , при которой концентрация c достигала наибольших значений. Ока-

залось, что для Криворожской ТЭС дистанциям 2—6 км соответствуют $u=5\div 6$ м/с, а дистанциям 8—15 км соответствуют $u=6\div 7$ м/с. По данным расчета эти скорости равны 5 м/с. Следовательно, можно и здесь отметить определенное согласование данных расчета и наблюдений.

Таблица 10.4

Значения отношения c/c_m по данным расчетов и наблюдений для Криворожской ТЭС

Примесь	Расстояние от источника, км						
	1	2	3	5	7	10	15
Зола							
расчет	0,3	0,7	0,9	1,0	0,7	0,6	0,4
наблюдения	0,5	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8	0,7
SO_2							
расчет	0,4	0,7	0,9	1,0	0,9	0,7	0,5
наблюдения	0,6	0,7	0,9	1,0	0,9	0,7	0,6

В табл. 10.5 представлены значения наибольших наблюдаемых и рассчитанных концентраций SO_2 в районе Молдавской ТЭС (Гильденскиольд и др., 1968).

Таблица 10.5

Наибольшие концентрации (mg/m^3) SO_2 по данным расчетов и наблюдений для Молдавской ТЭС

Расстояние от источника, км	Скорость ветра, м/с			
	2	3	4	6
Данные наблюдений				
1	0,08	0,09	0,09	0,07
2	0,18	0,18	0,18	0,16
3	0,23	0,22	0,20	0,16
4	0,22	0,27	0,20	0,10
5,5	0,17	0,20	0,15	0,11
8,5	0,08	0,08	0,07	0,06
Расчетные данные				
1	0,02	0,06	0,06	0,05
2	0,14	0,21	0,20	0,14
3	0,22	0,24	0,22	0,15
4	0,24	0,22	0,21	0,14
5,5	0,23	0,21	0,18	0,12
8,5	0,18	0,15	0,12	0,08

Было проведено также сопоставление данных расчетов и наблюдений в Пикалевской экспедиции вблизи цементного и глиноземного производств (Вдовин и др., 1973).

Выполненный анализ показал, что при направлениях ветра, которые преобладали в период экспедиции, можно было независимо исследовать распространение примеси от цементного производства, а также от совокупности источников глиноземного, содо-поташного производств и ТЭС.

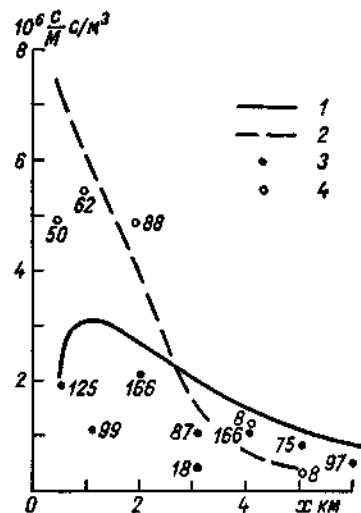


Рис. 10.2. Рассчитанные (1 и 2) и измеренные (3 и 4) максимальные концентрации пыли вблизи цементного (1 и 3) и глиноземного (2 и 4) производств.

Цифры у точек — количество осевых проб, по которым определена максимальная концентрация.

концентрации здесь отмечались на расстоянии 1—3 км и составляли 0,16—0,17 мг/м³. По данным расчета значение c_m составляло 0,20 мг/м³, а x_m — около 2 км. Опасные скорости ветра u_m здесь были около 1—2 м/с, т. е. значительно меньшие, чем для тепловых электростанций.

Более полная проверка расчетов для холодных выбросов проводилась на материалах экспедиций в районах предприятий искусственного волокна (Байков и др., 1971). Для этих предприятий характерно, что выбросы осуществляются не только в высокие трубы, но и через многочисленные вентиляционные шахты, дефлекторы и др.

На рис. 10.3 представлены результаты вычисления такого поля для концентраций сероуглерода (CS_2) в районе Балаковского комбината химического волокна при западном ветре.

На рис. 10.2 представлены результаты сравнения расчетных и наблюдавшихся на разных расстояниях от источника наибольших концентраций пыли, отнесенных к величинам выброса M . По данным о дисперсности пыли в формуле (3.50) принималось $F=2,5$. Рассчитанные значения опасной скорости u_m для основных источников составляли 2—4 м/с, причем большие величины относились к цементному производству и ТЭС. Результаты обработки опытного материала удовлетворительно согласуются с данными расчета.

Для слабо нагретых выбросов первые проверки результатов расчета производились по материалам наблюдений за концентрациями окислов азота в районе химического завода с высотой трубы 100 м (Горошко и др., 1966). Наибольшие

Начало координат отнесено к центру расположения высоких труб. Расчеты проводились по данным о параметрах выброса в период экспедиции 1968 г. Непосредственно учитывались только наиболее крупные источники, а более мелкие выбросы одного производственного помещения сводились к их центру.

Из расчетов следует, что наибольшие концентрации относятся к промплощадке и прилегающим к ней районам, где достигается максимум концентрации от низких источников. С удалением от промплощадки концентрация убывает и уже на дистанции 2 км, она в 3—5 раз меньше. Поле концентрации на близких расстояниях имеет весьма сложную структуру, что характерно для всех

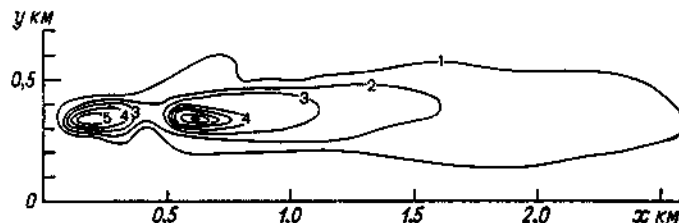


Рис. 10.3. Наземное поле нормированной концентрации $10^6 \frac{c(CS_2)}{M}$ (с/м³) в районе комбината химического волокна.

предприятий с большим числом мелких источников. Естественно, что для детального измерения распределения примеси в непосредственной близости от промплощадок требуется организация очень густой сети наблюдений. В проведенных экспедициях такая задача не ставилась, и по этой причине на больших расстояниях (0,5—1 км) было отобрано сравнительно небольшое число проб воздуха. На больших расстояниях поле концентрации становится более однородным.

Расчеты типа представленных на рис. 10.3 были выполнены для разных направлений ветра. Вычисленные значения концентраций различались при этом только вблизи промплощадки. На расстояниях, больших 1—2 км от ее центра, значения концентрации не зависели от направления ветра, что позволило не учитывать направление ветра при сравнении расчета и эксперимента. Вычисления концентрации велись также для различных значений скорости ветра u . Они показали, что опасные скорости ветра u_m , при которых достигались наибольшие концентрации, составляли 0,5—1 м/с. Значения u_m для отдельных источников и средневзвешенное значение u_{m0} мало различались между собой. При усилении скорости ветра от 1 до 5 м/с концентрации уменьшались, но в разной степени в зависимости от расстояния до источника. Самые большие изменения (примерно в 2—3 раза)

относились к зоне менее 2 км, т. е. к промплощадке и расстояниям, где достигались максимумы концентраций. На расстояниях, превышающих 2 км, изменение концентрации в данном диапазоне значений скорости ветра было небольшим (в пределах 20—30%). Это позволяет в случае больших расстояний говорить о сравнительно широком диапазоне опасных скоростей ветра.

На рис. 10.4 представлены данные расчетов и наблюдений величин отношения $\frac{C}{M}$ в зависимости от расстояния x .

Учитывая неточности определения величины M , а также погрешности в измерениях концентрации, следует признать согласование расчета и эксперимента достаточно удовлетворительным. Полученные экспериментальные материалы подтверждают также зависимость концентрации от скорости ветра, полученную по данным расчета. Следует отметить, что и расчетные кривые (рис. 10.4 а, б), полученные на основании разных методов определения количества выбросов M , мало различаются между собой. Поскольку метод балансового определения M является основным при проектировании предприятий, то согласие между расчетами служит и подтверждением правильности используемых при проектировании параметров выброса.

Аналогичное сопоставление расчетов и наблюдений за концентрациями примесей также было выполнено по данным экспедиций на Красноярском и Черкасском заводах химического волокна, но экспериментальные данные в них характеризовались меньшими объемами и надежностью, чем для Балаково.

На рис. 10.4 в, г представлены результаты для Красноярска и Черкасс. Расчетные кривые построены по значениям M , определенным балансовым методом. Некоторые превышения измеренных концентраций на расстояниях более 3 км в Черкассах по сравнению с расчетом, возможно, связаны с влиянием на этих расстояниях выделений CS_2 из близко расположенных водоемов со стоками промышленной канализации (см. п. 9.4).

Данные экспедиционных наблюдений за начальным подъемом ΔH дымового факела сравнивались с результатами расчета его по формуле (3.37). Соответствующие данные приведены на рис. 10.5 а для Щекинской ТЭС (Оникул и др., 1965) и на рис. 10.5 б для Невского химического завода (Горошко и др., 1966). Вертикальными отрезками на рисунке показаны средние квадратические отклонения от средних значений ΔH , полученных по результатам обработки фотографий. Определенный разброс опытных данных обусловлен неравномерностью режима выбросов, условиями стратификации и т. п. Расхождение между данными наблюдений и расчета составляло в среднем около 15—20 м. Только при малых скоростях ветра оно несколько больше,

однако относительная погрешность и в данном случае невелика, ибо с уменьшением u величина ΔH значительно возрастает.

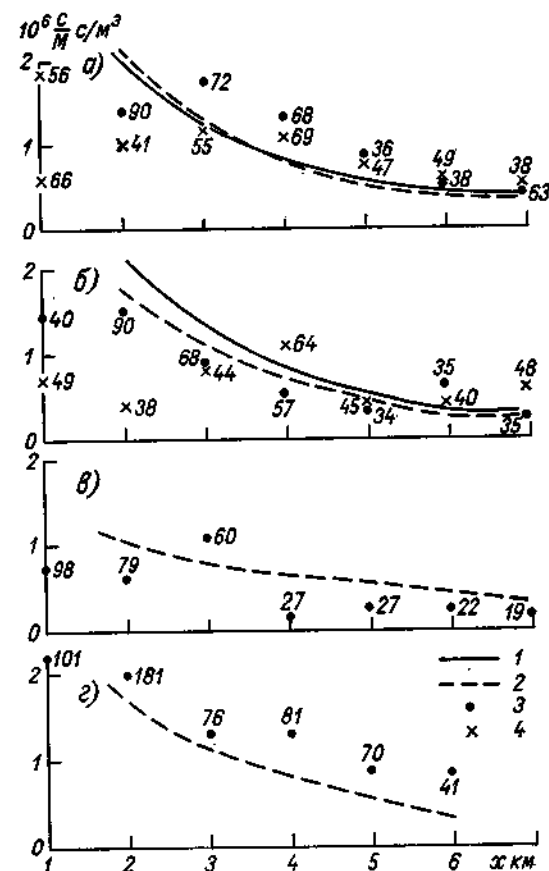


Рис. 10.4. Рассчитанные и измеренные концентрации CS_2 (а и в) и H_2S (б и г).

1 — расчет по измерениям в трубах, 2 — расчет по балансу, 3 — наибольшая измеренная концентрация (Балаково, 1967 г.), 4 — наименьшая измеренная концентрация (Балаково, 1968 г.).

Цифры у точек — число случаев.

Для сравнительно холодных выбросов из труб Невского химического завода значения ΔH значительно меньше, чем для нагретых выбросов из дымовых труб электростанций.

Определенное согласование между данными расчета ΔH по (3.37) и наблюдениями отмечалось также в рассмотренной в п. 9.1 работе Бема (1971).

10.2. Проверка теории на материалах специальных экспериментов. В работе Бызовой и Оникула (1965) проведено сопоставление расчетов рассеивания тяжелой примеси по изложенной в гл. 2 схеме Берлянда и др. (1964а, 1965) с данными опытов по сбрасыванию аэрозолей с 300-метровой мачты. Расчеты проводились при значениях метеорологических параметров, относящихся к каждому конкретному опыту.

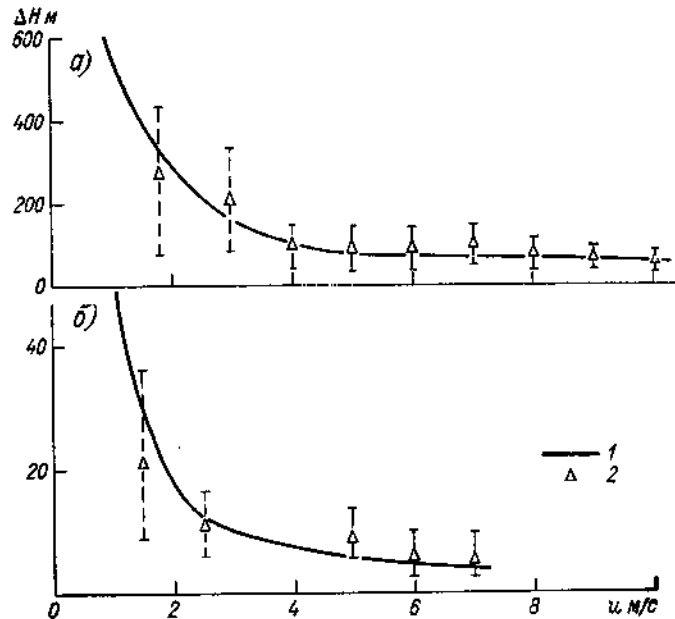


Рис. 10.5. Рассчитанные (1) и измеренные (2) высоты начального подъема дымового факела в зависимости от скорости ветра.
а — Щекинская ТЭС, б — Невский химический завод.

В табл. 10.6 приведены результаты ряда опытов, поставленных при конвективных условиях. Здесь даны значения максимальных выпадений на планшеты P'_m и соответствующие им расстояния x_m до мачты. В некоторых случаях расстояния, на которых размещались планшеты, были больше x_m . Приведенные результаты свидетельствуют об определенном согласовании теории и эксперимента. В данных опытах измерялись только выпадения аэрозолей, а не его концентрация. Бызова и Оникул проанализировали также расчетные значения максимальной концентрации примеси q_{m0} и расстояния x_{m0} , где она достигается, на основании данных опытов, приведенных в табл. 10.6, а также ряда других опытов. Величина φ_0 при расчетах принималась из усло-

вия согласования вычисленных и опытных данных по выпадениям примеси на планшеты.

Таблица 10.6
Результаты расчетов и опытов по сбрасыванию примесей с метеорологической мачты

H м	u м/с	Наблюдения		Расчет	
		P'_m	x_m	P'_m	x_m
169	3,8	2000	<1300	1870	500
169	2,1	6000	<750	6730	300
169	9,6	150	1200	460	1000
265	4,0	1000	<1300	905	1000
265	6,7	240	1500	543	2000
301	4,3	760	<1300	865	1500
301	5,7	480	1300	470	2000
301	7,7	420	2250	281	2500
169	9,0	580	1300	430	1600
169	6,6	500	1200	922	1400
169	4,0	2050	1300	2060	1000
169	6,6	670	2000	1340	2500

На основании данных относительно зависимости q_{m0} и x_{m0} от устойчивости атмосферы, высоты источника, скорости ветра и размеров частиц был сделан ряд выводов о закономерностях распространения тяжелых примесей. В частности, получено, что положение максимума концентрации смещается дальше от источника с усилением скорости ветра, увеличением высоты и ослаблением устойчивости атмосферы. Величина максимума концентрации при этом уменьшается. В ряде случаев отмеченное влияние метеорологических условий частично компенсируется за счет изменения дисперсии направления ветра. Данные опытов оказались в согласии и с теоретически установленными выводами о том, что при конвективных условиях распространение тяжелой примеси сравнительно слабо зависит от скорости оседания аэрозолей, а при устойчивой стратификации роль гравитационного осаждения значительно возрастает. Отмечается также соответствие и между полученными по данным опытов значениями турбулентных характеристик k_1 и φ_0 в результате решения обратной диффузионной задачи и определением этих характеристик по градиентным и пульсационным наблюдениям.

Аналогичные сопоставления приводятся и в работе Дунского и др. (1968). В ней проанализированы опыты по разбрызгиванию жидкого аэрозоля при полете самолета перпендикулярно ветру на уровнях от 100 до 400 м. Полное выпадение аэрозолей

Т

на единицу площади планшета P' рассчитывалось как сумма выпадений отдельных фракций P'_i : $P'_i = q_{\text{ли}} \omega_i T_u$, где $q_{\text{ли}}$ — приземная концентрация i -той фракции от линейного источника длины l_0 , T_u — продолжительность времени сбрасывания примеси, ω_i — соответствующая скорость осаждения. Расчеты производились согласно схеме Берлянда и др. (1964а, б) по формуле (1.37). Оказалось, что длина источника l_0 практически была достаточно большой и можно было ограничиться вычислениями от линейного источника бесконечной длины. Обработка и анализ данных проводились для каждой фракции аэрозоля и каждого полета отдельно. По данным эксперимента устанавливались величины максимума выпадений i -той фракции аэрозоля P'_{min} и соответствующие ему расстояния x_{min} . Эти же характеристики определялись также расчетным путем ($P'_{\text{тир}}$ и $x_{\text{тир}}$). Способ совместной обработки материалов опытов и расчетов состоял в решении обратной задачи, заключающейся в нахождении величин коэффициента обмена k_1 на высоте 1 м по данным о выпадениях. При этом значение k_1 устанавливалось минимизацией величины $\left| \frac{P'_{\text{тир}}}{P'_{\text{min}}} - 1 \right|$ с учетом условия, что $0,8 \leq \frac{x_{\text{тир}}}{x_{\text{min}}} \leq 1,2$.

Кроме того, на данном материале исследовалось, насколько существенна связь, полученная в работах Юдина (1946, 1962), между скоростью выпадения частиц и вертикальным коэффициентом обмена при определении его по данным о распределении концентрации.

Так как каждый полет можно рассматривать как несколько синхронных экспериментов, то для них определялись средние

по всем фракциям значения $k_{1\text{ср}}$ и величины отношения $\frac{k_{1\text{и}}}{k_{1\text{ср}}}$ в зависимости от скорости осаждения ω_i . Нормировка значений $k_{1\text{и}}$ на среднее из нескольких значений для случаев, относящихся к одинаковым метеорологическим условиям, позволила нанести данные опытов на один график (рис. 10.6). Диапазон значений ω_i был разбит на интервалы по 0,05 м/с каждый. На рис. 10.6 приведены средние значения k_1 для каждого из таких интервалов, а рядом указано число случаев, относящееся к ним. По точкам проведена средняя линия, которая указывает на определенное убывание коэффициента обмена с увеличением скорости осаждения ω_i , как это следует и из теории Юдина. Однако этот эффект в диапазоне скоростей оседания, характерном для промышленных выбросов пыли, сравнительно невелик и в практи-

ческих расчетах им можно пренебречь. Надо полагать, что данный эффект может существенно проявиться только при весьма больших скоростях осаждения аэрозоля, сравнимых с скоростями ветра.

Дунский и др. (1968) выполнили также сравнение данных о выпадениях примеси по расчетам и наблюдениям. На приведенных на рис. 10.7 графиках представлены выпадения на планшет разных фракций для одного из полетов на высоте $H=200$ м, причем в расчетах для этого полета принимали для всех фракций средние значения k_1 . Отдельные графики относятся к разным фракциям аэрозоля, т. е. к разным скоростям осаждения ω_i .

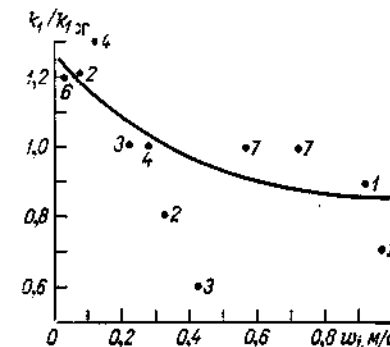


Рис. 10.6. Относительные значения коэффициента обмена в зависимости от скорости осаждения.

Цифры у точек — число случаев.

Среднее значение скорости ветра $\bar{u}$ в слое воздуха от подстилающей поверхности до уровня полета составляло 4 м/с, а коэффициент обмена выше приземного слоя воздуха ($z > h$) был равен 25 м²/с. Для всех фракций отмечается согласование между расчетными и опытными данными в пределах погрешности определения рассматриваемых величин.

Были сопоставлены также значения $x_{\text{тир}}$ с величиной $x_0 = \frac{Hu}{\omega_i}$, характеризующей расстояние, на котором выпала бы вся примесь со скоростью осаждения ω_i , если исключить влияние турбулентной диффузии.

С этой целью построен рис. 10.8, на котором представлены значения $\frac{x_{\text{тир}}}{x_0}$ для разных ω_i по рассмотренным опытам. При этом опыты в зависимости от состояния устойчивости были разбиты на две группы: А для $k_z = 2 \div 20$ м²/с, Б для $k_z = 25 \div 40$ м²/с. На рисунке соответственно проведены средние линии для каждой из этих групп опытов. Из рассмотрения данного графика можно заключить, что при увеличении k_z уменьшается расстояние от источника до максимума выпадений. Для устойчивого

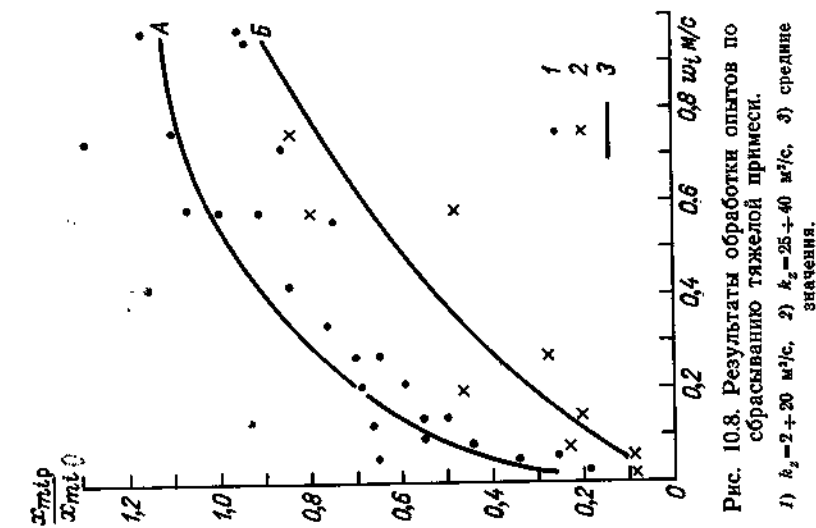


Рис. 10.8. Результаты обработки опытов по сбрасыванию тяжелой примеси.
1) $k_2 = 2 + 20 \text{ м/с}$, 2) $k_2 = 25 + 40 \text{ м/с}$, 3) средние значения.

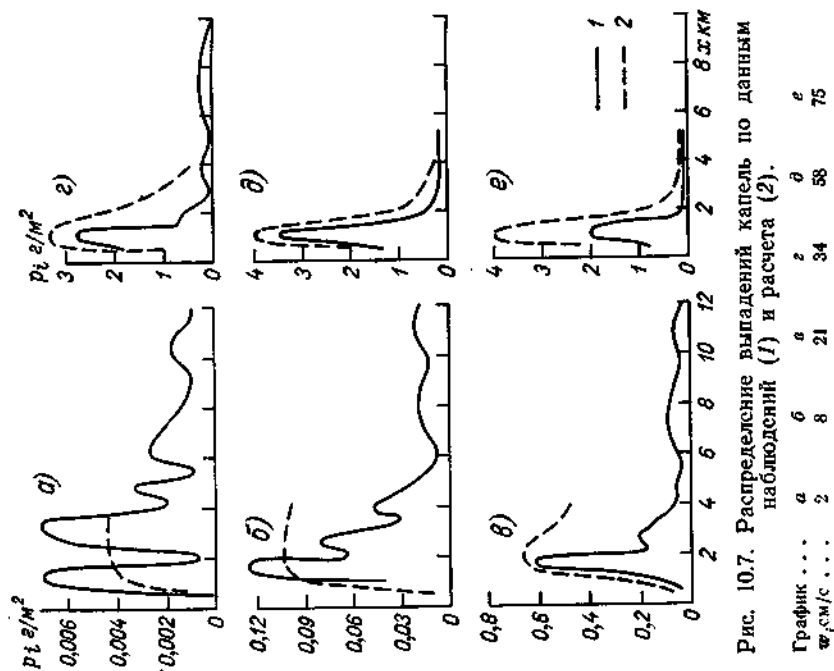


Рис. 10.7. Распределение выпадений капель по данным наблюдений (1) и расчета (2).

График ... а б в г д е
... 2 8 21 34 58 75

состояния с ростом w_i величина x_{mip} быстро приближается к x_0 . При неустойчивой стратификации во всем рассматриваемом диапазоне w_i максимальные выпадения отмечаются на расстояниях, существенно меньших x_0 .

Отдельные выводы теории относительно рассеивания выбросов из высоких труб, в частности об опасности летних конвективных условий, нашли определенное подтверждение при анализе результатов наблюдений за загрязнением воздушного бассейна городов (Сонькин, 1968; Берлянд, 1966б), которые рассмотрены в главе 11.

10.3. Методические указания по расчету рассеивания промышленных выбросов. На основе изложенных теоретических исследований, с учетом их согласования с результатами опытов, в ГГО при участии гигиенических и технических организаций были разработаны нормативные документы, которые являются обязательными при проектировании и эксплуатации предприятий в СССР. Они широко используются в практической работе.

Развитие теории атмосферной диффузии примесей создало новые предпосылки для проведения работ по защите воздушного бассейна от загрязнения. Вместе с тем успешное внедрение научных рекомендаций в практику обусловлено не только строгостью учета закономерностей рассеивания примесей в атмосфере при расчете концентраций вредных веществ в районе предприятий. В значительной степени оно зависит и от точности определения количества выбросов и некоторых других параметров, содержащихся в расчетных формулах. Наличие гигиенических критериев позволяет установить степень опасности вычисленных концентраций и выявить необходимые характеристики, подлежащие расчету. Именно с учетом этих обстоятельств в последние годы в СССР проводились работы по созданию методики расчета рассеивания промышленных выбросов.

Начало было положено «Временной методикой расчета рассеивания в атмосфере выбросов из труб электростанций» (Берлянд, 1965), утвержденной в 1963 г. Этот первый нормативный документ по расчету рассеивания загрязнения атмосферы был предназначен для ТЭС по ряду веских причин. Одна из них связана с тем, что от сооружаемых сейчас ТЭС большой мощности выделяются в атмосферу огромные количества SO_2 . Выброс SO_2 от одной типовой ТЭС мощностью 2400 МВт, работающей на сернистом мазуте или тощем угле, достигает 1000 т в сутки. В то же время по очистке выбросов ТЭС от SO_2 пока еще ведутся опытные разработки. Такая очистка почти не используется нигде в мире, так как ее стоимость сопоставима со стоимостью строительства самой станции. При современном уровне газоочистки временным практическим выходом из создавшегося положения оказалось строительство высоких труб, позволяющих

эффективно использовать рассеивающие свойства атмосферы. Для этого необходимо было, в первую очередь, разработать научную методику расчета для одиночных высотных источников. Сравнительно простой тип источника, каким является ТЭС, упрощал организацию экспериментальных работ по изучению поля концентраций выбрасываемых примесей и обеспечивал надежную проверку теоретических результатов.

Вторая причина заключается в том, что способы определения количества вредных веществ, образующихся при сжигании топлива, разработаны значительно лучше, чем для большинства других производств. Наконец, следующая, но не последняя по значимости причина состояла в исключительной важности строительства мощных ТЭС, которые еще длительное время будут оставаться главным источником электроэнергии. На ТЭС сейчас приходится более 80% всей электроэнергии, вырабатываемой на земном шаре.

Создание методики расчета совпало с начальным этапом проектирования в СССР широкой сети ТЭС в соответствии с двадцатилетним планом электрификации страны. При этом основные ограничения мощности станций связывались с требованием обеспечения необходимой чистоты воздушного бассейна. Используемые ранее методы расчета рассеивания примесей оказались в данном случае непригодными и неоправданно сдерживали развитие энергетики. Введение в действие «Временной методики» и рациональный учет метеорологических условий в соответствии с ее основными принципами существенно изменили положение дел. С одной стороны, это позволило обеспечить необходимую чистоту атмосферы в районе электростанций. С другой стороны, была показана возможность почти вдвое увеличить предельную мощность проектируемых ТЭС, по сравнению с мощностью, установленной ранее согласно физически не обоснованным методам. Экспериментальные работы, проведенные после создания методики для ТЭС, полностью подтвердили полученные выводы.

Следующим этапом в развитии данной работы явились «Указания по расчету рассеивания в атмосфере вредных веществ», СН 369-67 (Берлянд и Кошкин, 1967), утвержденные Госстроем СССР по разделу строительных норм (СН) в качестве документа, обязательного при проектировании и эксплуатации предприятий. В Указаниях были расширены пределы применимости расчетных формул, изложены способы вычисления концентрации от группы источников и определения границ санитарно-защитной зоны. Участие в составлении уточненной методики специалистов по газоочистке, проектированию металлургических, нефтеперерабатывающих и др. предприятий позволило разработать стандартные схемы расчета параметров выброса в атмосферу

для ряда важных производств и распространить ее на сравнительно широкий класс предприятий.

Формулы и рекомендации Указаний пригодны для весьма разнообразных источников выброса вредных веществ. Вместе с тем на объекты, для которых должны были применяться эти первые нормативные документы, вводились ограничения. Последнее было вызвано отчасти отмеченным выше принципиальным положением, согласно которому методика должна распространяться на предприятия, для которых разработана схема определения параметров выброса вредных веществ. Для наиболее важных и вредных производств считалось целесообразным также предварительно провести сопоставление расчетных и имеющихся опытных материалов в целях взаимной проверки как метода расчета концентраций, так и схемы определения параметров выброса. Указанные ограничения связаны со спецификой объектов, на которые распространяются методы расчета.

В соответствии с последующими обобщениями и уточнениями теории на случай холодных и полидисперсных примесей разработана универсальная методика расчета рассеивания как нагретых дымовых газов, так и холодных вентиляционных выбросов (Берлянд и Оникул, 1971). Она положена в основу утвержденных Госстроем СССР Указаний по расчету рассеивания выбросов предприятий (СН 369-74) (Берлянд и др., 1975). Кроме точечных источников типа промышленных труб, шахт и дефлекторов, в них рассматриваются линейные источники, что позволяет проводить расчеты для аэрационных фонарей. Существенно усовершенствована методика расчета от многих источников с использованием ЭВМ.

Следует отметить, что несмотря на большое число схем, которые предложены различными авторами для определения концентрации примеси и начального подъема, имеется весьма мало законодательно утвержденных методик для расчета рассеивания примесей в атмосфере. Известны работы, в которых собран ряд правил и рекомендаций по данному вопросу. Таковы в США справочники Смита (1968), Тарнера (1969), и др. В ФРГ используется методика Общества немецких инженеров (Указания ОНИ, 1963), которая в последнее время несколько уточнена (Гильберт, 1973). В Англии применяется методика, предназначенная только для расчета рассеивания SO_2 от ТЭС (Стерн, 1968). Используются практические рекомендации и в некоторых других странах. От них существенно отличаются по своему теоретическому обоснованию и проверке на опытном материале, а также охвату рассматриваемых вопросов Методические указания, принятые в СССР. Основные положения этих указаний нашли применение и в других странах, в частности во Франции, при разработке методики расчета рассеивания в атмосфере

промышленных выбросов, утвержденной правительственными органами (Бускарен и Детри, 1972). Поправки на рельеф, предложенные в наших работах (Берлянд и др., 1968; Берлянд, 1972), рекомендуются для практического использования в США (Ли и Стерн, 1973). Советская методика использовалась при проектировании некоторых промышленных объектов в странах СЭВ, Югославии, Азии, Африки и Южной Америки.

10.4. Предельно допустимые концентрации. Применение методики расчета рассеивания примесей связано с оценкой опасности загрязнения атмосферы, основанной на сопоставлении рассчитанных значений концентрации веществ с их предельно допустимыми концентрациями (ПДК).

Вопросам установления ПДК уделяется большое внимание со стороны гигиенистов (Буштуева, 1971; Измеров, 1973; Сидоренко и Пинигин, 1970 и др.). Комитетом Всемирной организации здравоохранения в 1964 г. рекомендовано различать четыре уровня опасности загрязнения воздуха (отсутствие влияния, раздражение, хронические заболевания и острые заболевания). К первому из них относятся случаи, когда еще не обнаруживается никакого прямого или косвенного воздействия его на человека. В СССР при установлении ПДК принимается этот самый низкий уровень. Для его определения используются высокочувствительные тесты, такие как изменение световой чувствительности глаза, изменение биопотенциалов головного мозга и др., позволяющие обнаруживать минимальные воздействия токсических веществ на организм человека при кратковременном их вдыхании. Кроме того, для определения резорбтивного (длительного) воздействия токсических веществ проводятся эксперименты на животных в специальных затравочных камерах с применением физиологических, биохимических, иммунобиологических и других тестов, а также используются материалы эпидемиологических исследований. К полученным лабораторным данным о пороге воздействия вводятся в ряде случаев дополнительно коэффициенты запаса, снижающие эти пороги в несколько раз (иногда в 100). В качестве основного показателя опасности загрязнения воздуха принимается весовая концентрация примесей. Показано, что это справедливо и для пыли и для аэрозолей, хотя в отдельных случаях существенную роль может играть и их дисперсность. Министерство здравоохранения СССР периодически утверждает предельно допустимые нормы вредных веществ в атмосферном воздухе населенных мест, в которых выделяется два типа ПДК — максимально разовая (ПДК_{раз}) и среднесуточная (ПДК_{сут}). Первая из них относится в основном к 20—30-минутному интервалу времени. Она определяет степень кратковременного воздействия примеси на организм человека. Значение ПДК_{сут} указывает допустимую степень загрязнения воздуха

в течение длительного периода без строгого фиксирования его продолжительности. Следует отметить, что название ПДК «среднесуточная» не удачно, ибо иногда приводит к неправильному представлению, что оно относится к периоду суток. Такого рода недоразумения возникают и вследствие того, что в ряде стран введены ПДК для периода одних суток и для одного года.

В настоящее время в Советском Союзе установлено ПДК более чем для 100 вредных ингредиентов. Эти ПДК для многих примесей являются более жесткими, чем в других странах (Янагисава, 1973).

В табл. 10.7 приведены значения ПДК для ряда вредных веществ в атмосферном воздухе населенных мест, утвержденные Министерством здравоохранения СССР.

Таблица 10.7
Значения предельно допустимых концентраций

Вещество	Предельно допустимые концентрации мг/м³	
	максимальная разовая	среднесуточная
Азота двуокись	0,085	0,085
Аммиак	0,20	0,20
Ацетон	0,35	0,35
Бензол	1,5	0,8
Пыль нетоксическая	0,5	0,16
Метилмеркаптан	9·10 ⁻⁶	—
Сажа (копоть)	0,15	0,05
Серная кислота	0,3	0,1
Сернистый газ	0,5	0,05
Сероводород	0,008	0,008
Серовуглерод	0,03	0,01
Толуол	0,6	0,6
Углерода окись	3,0	1,0
Фенол	0,01	0,01
Фосфорный ангидрид	0,15	0,05
Газообразные соединения фтора и хорошо растворимые фториды	0,02—0,03	0,005—0,01
Плохо растворимые неорганические фториды	0,2	0,03
Хлор	0,10	0,03

По приведенным в гл. 3 расчетным формулам (с указанными значениями коэффициента A) определяются разовые концентрации за 20-минутный период, которые сопоставляются с максимальной разовой ПДК. Таким образом, при определении высоты трубы и других параметров выброса требуется, чтобы

$$c_m \leq \text{ПДК}. \quad (10.1)$$

При этом в случае размещения источника примеси в области, где отмечаются существенные фоновые концентрации c_{ϕ} той же примеси, должно выполняться требование

$$c_m + c_{\phi} \leq \text{ПДК}. \quad (10.2)$$

Для некоторых ингредиентов необходим учет суммации их вредного действия. При наличии n таких ингредиентов соответственно с концентрациями $c_1, c_2, \dots, c_n$ и предельно допустимыми концентрациями ПДК₁, ПДК₂, ..., ПДК_n условия суммации определяются требованием, чтобы выполнялось соотношение

$$\frac{c_1}{\text{ПДК}_1} + \frac{c_2}{\text{ПДК}_2} + \dots + \frac{c_n}{\text{ПДК}_n} \leq 1. \quad (10.3)$$

В частности, должно суммироваться действие сернистого газа и одного из таких газов, как двуокись азота, фенол, фтористый водород или аэрозоль серной кислоты, а также ряда других примесей.

В общем случае (10.1) или (10.2) следует дополнить требованием, чтобы одновременно выполнялось аналогичное соотношение для среднесуточных значений $\bar{c} + c_{\phi}$. В СН 369-74 рекомендуется для территорий санитарных охраняемых зон курортов, мест размещения крупных санаториев и домов отдыха, зон отдыха городов с населением более 200 тыс. человек в формулах (10.1)—(10.3) вместо ПДК принимать значение $0,8 \text{ ПДК}$.

Берлянд и Оникул (19686) показали, что имеющиеся сейчас данные о ПДК_{сут} не всегда достаточны для использования в аналогичных расчетах. Действительно в п. 2.8 получено, что для одиночного источника отношение средней многолетней концентрации к максимально разовой составляет $\frac{1}{25} - \frac{1}{40}$. По-

этому для получения согласованных результатов при определении допустимого выброса, необходимой высоты трубы и т. п. при использовании расчетных данных отношение разового ПДК к ПДК_{сут} также должно составлять не менее $\frac{1}{25} - \frac{1}{40}$.

Обычно для ПДК (табл. 10.7) это отношение составляет от $\frac{1}{3}$ до 1. Поэтому требование (10.1) оказывается более жестким условием, чем требование о том, чтобы средняя многолетняя концентрация была меньше ПДК_{сут}. Следует отметить также, что при использовании соотношений (10.1)—(10.3) возникает естественный вопрос об учете повторяемости максимальных концентраций c_m (см. п. 11.2). Однако практически такой учет может быть выполнен за счет некоторой корректировки величин

ПДК или c_m в пределах 5—10%. При существующей точности определения этих величин такое уточнение не представляется целесообразным.

Значение ПДК для различных ингредиентов устанавливается и в других странах (Баркер и др., 1962; Детри, 1973; Янагисава, 1973; Ларсен, 1973, и др.). В последнее время ряд стандартов на качество воздуха утвержден правительственными органами США. Вводимые стандарты относятся к различным интервалам времени (1, 8, 24 часа), а иногда к году. Так, с 1971 г. для СО они составляют 40 мг/м³ за 1 час и 10 мг/м³ за 8 часов, для SO₂ и пыли соответственно 0,36 и 0,26 мг/м³ за 24 часа и 0,08 и 0,075 мг/м³ за год; для фотохимических оксидантов — за 1 час 0,16 мг/м³, для NO₂ — за год 0,1 мг/м³. Стандарты, которые относятся к оценке влияния на здоровье населения, называются первичными. Кроме того, на некоторые ингредиенты вводят еще вторичные стандарты, относящиеся к оценкам воздействия на окружающую среду. Вторичные стандарты равны для SO₂ и пыли соответственно 0,3 и 0,14 мг/м³ за 24 часа и 0,06 и 0,06 мг/м³ за год; для СО, NO₂ и оксидантов они совпадают с первичными. В Японии с 1973 г. часовые и суточные значения ПДК равны соответственно 2,5 и 12 мг/м³ для СО, 0,3 и 0,12 мг/м³ для SO₂, 0,2 и 0,1 мг/м³ для мелкодисперсной пыли (размеры частиц меньше 10 мкм). В Швеции для SO₂ 30-минутные ПДК составляют 0,75 мг/м³, а суточные — 0,3 мг/м³. Концентрации на сравнительно удаленных от источника расстояниях не должны превышать вторичные стандарты.

По своему характеру стандарты США в основном предназначены не для учета их при проектировании предприятий, а для контроля за действующими источниками загрязнения воздуха. Так, если в районе источника в течение 1, 8, либо 24 часов будут обнаружены концентрации выше допустимых, то необходимо будет принимать меры для обеспечения стандарта качества воздуха. Во Франции в некоторых случаях в качестве стандартов используются среднесуточные ПДК, при этом требуется, чтобы концентрации не превышали их более восьми раз в год.

При использовании стандартов, относящихся к разным интервалам времени, в проектных работах возникают трудности, аналогичные отмеченным выше по согласованию данных о ПДК_{раз} за 20 минут и ПДК_{сут} за длительное время. С возрастанием числа интервалов времени, к которым относятся ПДК, увеличивается вероятность несогласования значений ПДК. В связи с этим при использовании указанных стандартов за разные интервалы времени в проектных работах нужно выбирать те из них, которые являются наиболее жесткими, как это сделано выше для 20-минутного разового ПДК в СССР.

10.5. Расчет загрязнения воздуха вокруг предприятий. На основании рассмотренных в главах 3—6 результатов исследований можно проводить расчеты поля концентрации примеси в промышленном районе при различных характеристиках выбросов, метеорологических и топографических условиях.

Исходные формулы в «Указаниях по расчету» (Берлянд и др., 1975) относятся к случаям сравнительно ровной местности и неблагоприятным метеорологическим условиям, характеризующимся интенсивным турбулентным обменом и значениями опасной скорости ветра u_m . Для группы N близкорасположенных источников с одинаковыми параметрами выбросов наибольшая концентрация, достигаемая на расстоянии $x_m = d_0 H$ от источников, согласно (3.50) (см. п. 3.6 и 3.9) определяется по формуле

$$c_m = \frac{AMFmn}{H^2} \sqrt[3]{\frac{N}{V\Delta T}}. \quad (10.4)$$

Коэффициент A устанавливается для разных областей СССР. $A=240$ для Средней Азии (южнее 40° с. ш.), $A=200$ для Казахстана, Нижнего Поволжья, Кавказа, Молдавии, Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии (севернее 40° с. ш.), $A=160$ для Севера и Северо-запада Европейской территории СССР, Среднего Поволжья, Урала и Украины, $A=120$ для Центральной части Европейской территории СССР. При этом, как и в п. 3.6, принимаются c_m в мг/м^3 , M в г/с , $V = v_1 N$ в $\text{м}^3/\text{с}$, H в м , ΔT в $^\circ\text{C}$. Для территории других стран значения A могут приниматься по сходству климатических характеристик турбулентного режима с указанными областями.

Коэффициент F различен для газов, а также для легких аэрозолей и пыли и зависит от КПД пылеулавливателей: для газов и легких аэрозолей $F=1$, для тяжелой примеси при КПД пылеулавливателей $>90\%$, равных $75-90\%$ и $<75\%$ значения F равны соответственно 2, 2,5 и 3. Для коэффициентов m и n в п. 3.6 даны интерполяционные формулы. На рис. 10.9 для их определения по параметрам f и v_m (3.40) приводятся вспомогательные графики.

В общем случае для газа и пыли $d_0 = \frac{5-F}{4} d$, где d определяется также по рис. 10.9.

Согласно п. 3.6 наибольшая концентрация c_{mi} и соответствующее ей расстояние x_{mi} , в случае $u \neq u_m$ определяются по соотношениям

$$c_{mi} = r c_m \quad \text{и} \quad x_{mi} = p x_m.$$

Наибольшие концентрации на оси факела c при $u = u_m$ и $u \neq u_m$ находятся соответственно по формулам

$$c = c_m s_1 \left(\frac{x}{x_m} \right) \quad \text{и} \quad c = c_{mi} s_1 \left(\frac{x}{x_{mi}} \right).$$

На расстоянии y от оси факела

$$c_y = c s_2 \left[u \left(\frac{y}{x} \right)^2 \right].$$

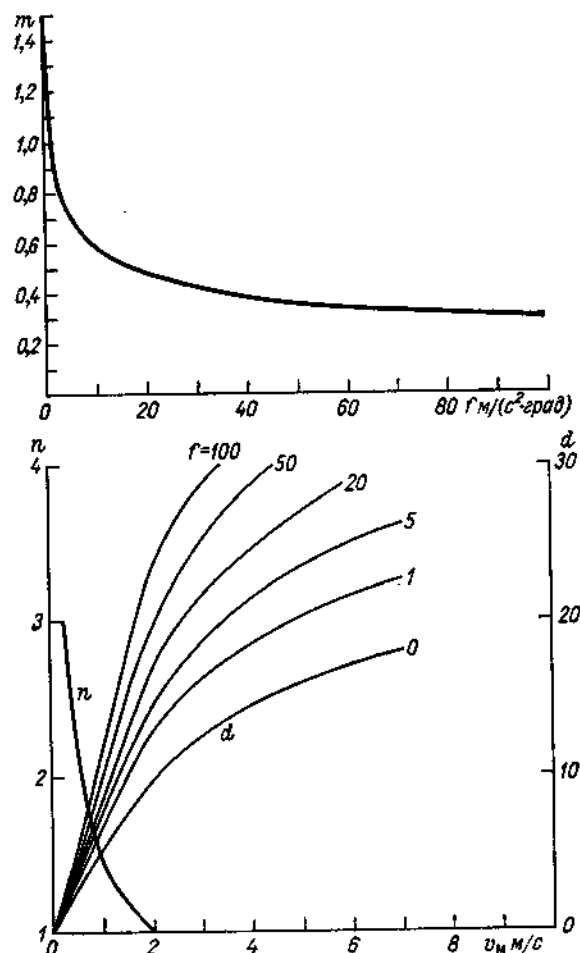


Рис. 10.9. Графики для расчета коэффициентов m , n и d .

На рис. 10.10 приводятся графики для определения функций r , p , s_1 и s_2 , для которых в п. 3.6 указаны соответствующие интерполяционные формулы.

В случае холодных выбросов и при $f > 100 \text{ м/(с}^2 \cdot ^\circ\text{C)}$

$$c_m = \frac{AMFpDN}{8H^{1/3}V}, \quad (10.5)$$

где коэффициент n определяется также по рис. 10.9 при значении u_m , которое в данном случае рассчитывается по (3.62). Для шахт и других источников с прямоугольным сечением устья со сторонами L_1 и b_1 расчеты производятся по тем же формулам,

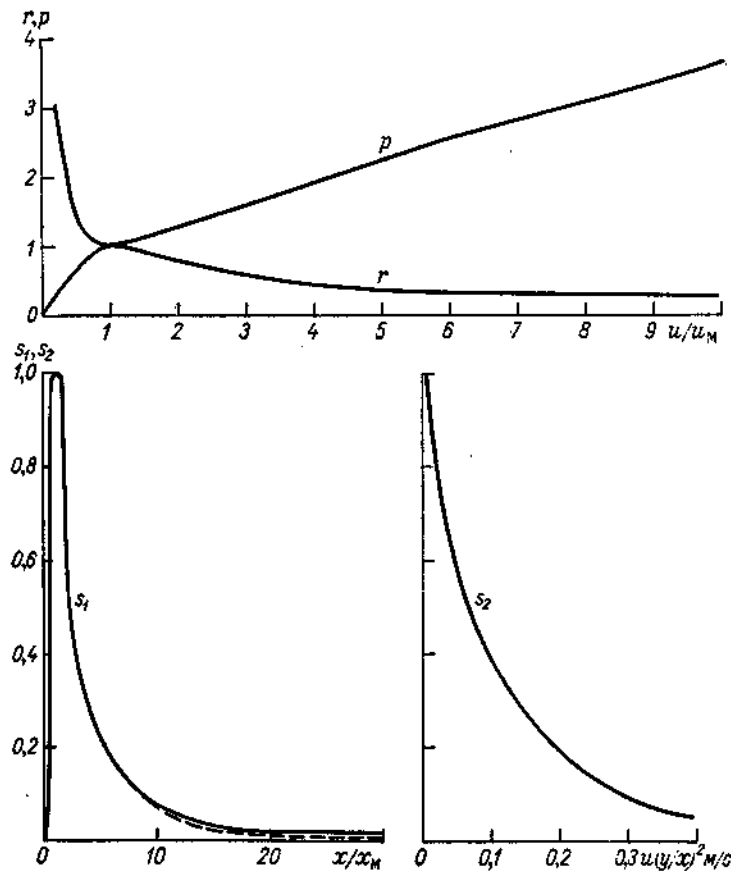


Рис. 10.10. Графики для расчета коэффициентов r , p , s_1 (сплошная кривая при $F=1$, штриховая при $F \geq 2$) и s_2 .

что и для труб с заменой диаметра D на эффективное значение D_e и соответственно объема газа V на

$$V_e = \frac{1}{4} \pi D_e^2 w_0 N,$$

при

$$D_e = \frac{2L_1 b_1}{L_1 + b_1}, \quad w_0 = \frac{V}{NL_1 b_1}.$$

Расчеты для аэрационных фонарей и других линейных источников, а также для группы источников с различными характеристиками выброса и рассредоточенных по площади производятся на основе результатов, представленных в пп. 3.8 и 3.9.

Значения содержащихся в формулах (10.4) и (10.5) количеств выбросов M и V (см. п. 7.9) определяются действующими для отдельных производств нормативами. При наличии очистки выбросов под M понимается количество вредного вещества, содержащегося в газовой смеси за очистными устройствами. В проектных расчетах учитываются наиболее неблагоприятные сочетания M и V , которые могут реально иметь место в течение года при эксплуатации предприятий. При определении разности ΔT между температурой выбрасываемой газовой смеси T_r и температурой окружающего воздуха T_b значения T_r устанавливаются по действующим нормативным документам, а T_b — по климатическим справочникам как средняя температура самого жаркого месяца в 13 часов.

Для учета влияния рельефа и водоемов к значениям концентрации, вычисленным для условий ровного места, вводятся поправки в соответствии с данными расчета, представленными в пп. 6.3—6.7. При расположении предприятий в холмистой местности, которая в радиусе 50—100 высот труб характеризуется перепадами высот более 50 м и уклонами свыше 0,05, в величину расчетной концентрации c вводятся поправки на рельеф. При уклонах до 0,1—0,15 и перепадах до 100 м поправка составляет 1,3—1,5. При расположении предприятия вблизи горной гряды с уклонами местности 0,15—0,25 поправка равна примерно 2. Если предприятие располагается в котловине или ущелье глубиной 100—200 м с уклонами 0,2—0,3 и более, поправка на рельеф равна 3. С увеличением высоты трубы, начиная с $H = 100$ м, поправка на рельеф несколько уменьшается. Более строгие оценки величины поправки на рельеф следует производить на основе учета конкретных характеристик местности, методами изложенными в гл. 6.

Необходимость введения поправок в ряде случаев возникает, когда промышленный объект располагается в районах с высоким потенциалом загрязнения, частой повторяемостью туманов, вблизи крупных водоемов и др. Концентрация при аномальных условиях определяется в соответствии с результатами гл. 4 и 5.

10.6. Определение высоты трубы. При заданных параметрах выброса минимально допустимая высота трубы H , при которой обеспечивается условие (10.2), для нагретых выбросов из (10.4) находится по формуле

$$H = \sqrt{\frac{AMFmn}{\text{ПДК} - c_{\phi}}} \sqrt[3]{\frac{N}{V \Delta T}}. \quad (10.6)$$

При практических расчетах в первом приближении произведение коэффициентов mn рекомендуется положить равным единице. Затем по найденному H рассчитываются параметры f и v_m (3.40), а по ним значения m и n . Дальнейшие уточнения H производятся по рекуррентной формуле

$$H_{i+1} = H_i \sqrt{\frac{m_i n_i}{m_{i-1} n_{i-1}}},$$

где m_i и n_i соответствуют значению H_i , а m_{i-1} и n_{i-1} — значению H_{i-1} .

Для холодных выбросов, когда ΔT близко к нулю, аналогичные расчеты для минимальной высоты трубы H с диаметром устья D производятся на основании формулы (10.5)

$$H = \left[\frac{AMFnDN}{8V(PDK - c_\phi)} \right]^{3/4}. \quad (10.7)$$

Здесь также сначала полагается $n=1$, а затем по рекуррентному соотношению находится

$$H_{i+1} = H_i \left(\frac{n_i}{n_{i-1}} \right)^{3/4},$$

где n_i , как и для нагретых выбросов соответствует H_i , а n_{i-1} — значению H_{i-1} .

Если из одной трубы выбрасывается несколько ингредиентов, не обладающих суммирующимся вредным действием, то за ее высоту следует принимать наибольшее из значений H , полученных для каждого ингредиента в отдельности. Очевидно, что если, например, из трубы выбрасывается сероуглерод и сероводород, то при

$$\frac{M_{CS_2}}{PDK_{CS_2} - c_\phi CS_2} > \frac{M_{H_2S}}{PDK_{H_2S} - c_\phi H_2S}$$

величина H устанавливается по величине M_{CS_2} . Принимая во внимание возможное влияние ветровых теней в соответствии с работами Хоккинса и Нонбля (1955), Эльтермана (1967) и др. рекомендуется, чтобы высоты трубы H превышали не менее чем в 2,5 раза высоту зданий, прилегающих к ней в радиусе 4—5 H .

10.7. Предельно допустимые выбросы. Нормирование выбросов. На основании формул (10.6) и (10.7) и условия (10.2), устанавливается также предельно допустимый выброс вредных веществ (ПДВ). Для нагретых выбросов

$$ПДВ = \frac{(PDK - c_\phi) H^2}{AFmn} \sqrt{\frac{V \Delta T}{N}}. \quad (10.8)$$

Отсюда можно определить и допустимую концентрацию примесей в устье трубы $c_{мт}$. Очевидно, что $c_{мт} = \frac{ПДВ \cdot N}{V}$.

Для холодных выбросов

$$ПДВ = \frac{8(PDK - c_\phi) H \sqrt[3]{HV}}{AFnND}. \quad (10.9)$$

При выбросе в атмосферу примесей, образующихся при сжигании топлива, можно определить предельно допустимый расход топлива ПДТ (в т/ч) по формуле

$$ПДТ = 3,6H^3 \sqrt{\left(\frac{PDK - c_\phi}{V_T AFmn} \right)^3 M_T \Delta T}, \quad (10.10)$$

где M_T и V_T — соответственно выброс примеси (в г/кг) и объем газов (в м³/кг), выделяющиеся на 1 кг топлива.

Расчет концентрации от группы источников производится также в соответствии с изложенными выше положениями. Если в группе источников параметры не одинаковы или источники рассредоточены по площади, то расчеты должны производиться для ряда вариантов в целях выбора оптимального варианта, удовлетворяющего условию (10.2). Величины выбросов для отдельных источников должны рассматриваться как значения ПДВ для каждого из этих источников и соответственно контролироваться при эксплуатации предприятий.

В Указаниях по расчету СН 369-67 содержатся стандартные схемы расчета выбросов для металлургических, нефтеперерабатывающих, химических и других предприятий, которые разрабатывались специалистами соответствующих областей техники. Методика расчета вредных выбросов при сжигании топлива в данных Указаниях в основном совпадает с методикой, приведенной в п. 7.9.

Некоторые из этих схем проверялись в экспедициях ГГО наряду с методами расчета концентрации примеси.

В США и ряде других стран иногда вводят стандарты на выбросы из промышленных источников (ПДВ), исходя из возможностей технологии и газоочистки (Сборник удельных выбросов, 1972, Линднер и Ниберг, 1973). Предусматривается, что с развитием техники выбросы будут постепенно снижаться. Стандарты устанавливаются в некоторых странах и на концентрации примесей в выбросах или, как было отмечено в п. 7.9, на выбросы вредных веществ на единицу продукции. Однако если при этом не регламентируются высоты труб и другие условия выброса, то, очевидно, такие стандарты являются малоэффективными. В ряде случаев стандарты оказываются неодинаковыми

для различных областей страны, однотипных производств разных отраслей промышленности и т. п.

10.8. Санитарно-защитная зона. Одним из важных направлений практического применения расчетных формул является определение размеров санитарно-защитных зон (СЗЗ), разделяющих предприятий и жилые массивы.

Действующими в США правилами рекомендуется в ряде случаев создавать вокруг крупных производств такие зоны или полосы зеленых насаждений шириной в городах 30 м, вне городов — 150 м. Во Франции при реконструкции городов предусматривается разделение их территории на жилые и промышленные зоны (Детри, 1973). Санитарными нормами проектирования промышленных предприятий (Кошкин и др., 1972) устанавливается примерная классификация промышленных объектов по величине необходимого разрыва между ними и жилыми постройками, учитывающая главным образом загрязнение районов вблизи предприятий низкими и неорганизованными выбросами. Этой классификацией целесообразно пользоваться в случаях, когда вычисленные значения максимальной концентрации, обусловленные «организованными» выбросами, меньше ПДК. Если по данным расчетов до расстояния L_0 концентрация $c > \text{ПДК}$, то определение границы СЗЗ производится расчетным путем. При этом в соответствии с (2.52) (Берлянд и Оникул, 1968) учитываются особенности распределения средних концентраций $\bar{q}$ в зависимости от повторяемости направления ветра P и принимается во внимание, что приближенно в случае $x > x_m$ концентрация убывает с расстоянием обратно пропорционально x .

Если включать в СЗЗ территорию с примерно одинаковыми средними концентрациями, то приближенно расстояние l от источника до ее внешней границы определяется по формуле

$$l = L_0 \frac{P}{P_0} \quad \text{при } P > P_0,$$

где P_0 — повторяемость ветра одного румба при круговой розе ветра.

По направлениям, для которых $P < P_0$, полагается $l = L_0$.

На рис. 10.11 приведен пример расчета СЗЗ от действующего нефтеперерабатывающего завода. Для этого завода минимальный размер СЗЗ $l = 1$ км (Кошкин и др., 1972). Расстояние L_0 , до которого могут наблюдаться превышающие ПДК концентрации сернистого газа, согласно расчетам, равно 5 км. Среднегодовая повторяемость ветров P различных направлений (по климатическому справочнику) следующая:

Направление ветра	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
$P\%$	8	7	5	11	14	19	29	7

В работе Ждановича (1968) рассмотрены вопросы организации санитарно-защитной зоны с градостроительных позиций, связанные в частности с созданием в этих зонах зеленых насаждений.

10.9. Рациональный комплекс защитных мероприятий. Применение разработанных методов расчета рассеивания примесей дает возможность определить рациональный и экономически наиболее выгодный комплекс мероприятий по защите воздушного бассейна. Некоторые из таких мероприятий могут быть непосредственно указаны в результате анализа расчетных формул. Сначала устанавливаются комбинации содержащихся в этих формулах параметров, при которых c_m меньше ПДК. Затем из них выбирается та комбинация, которая соответствует оптимальным капитальным и эксплуатационным затратам на строительство труб, очистку газов и т. п. Методы расчета позволяют также установить минимальные границы СЗЗ, рациональное соотношение между организованными и неорганизованными выбросами и т. п.

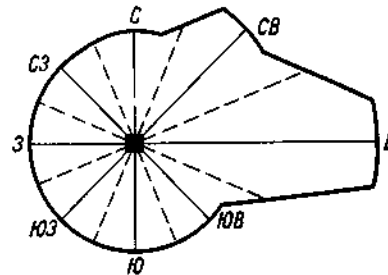


Рис. 10.11. Границы санитарно-защитной зоны.

Следует указать, что вследствие высоких темпов индустриализации и резкого возрастания мощности выбросов в атмосферу быстро увеличиваются материальные затраты на защиту воздушного бассейна от загрязнения. Сейчас затраты на сооружение дымовых труб и очистных устройств на крупных тепловых электростанциях и металлургических предприятиях достигают иногда 20—25% от общей стоимости их строительства. Стоимость высоких труб возрастает почти пропорционально кубу их высоты (Рихтер, 1969; Шаприцкий, 1965). Только на снижение уровня загрязнения воздуха от Щекинского химкомбината было израсходовано примерно 5 млн. руб. (Сидоренко и Карачунская, 1973). В США для защиты от загрязнения воздуха и воды на 1972—1976 гг. были запроецированы расходы на предприятиях энергетической промышленности 7,5 млрд. долларов, черной металлургии — около 3 млрд. долларов, цветной металлургии — более 1,5 млрд. долларов (Ананьев, 1973). Поэтому рациональное осуществление защитных мероприятий может дать значительный экономический эффект.

Проиллюстрируем сказанное выше на некоторых примерах (Берлянд, 1967а, б). Из формул (10.4) и (10.5) для c_m в случае N источников следует, что для нагретых примесей (при $v_m >$

> 2 м/с) $c_m \sim \sqrt[3]{N}$, а для холодных выбросов $c_m \sim N$. Таким образом, промышленные выбросы в атмосферу целесообразно осуществлять через возможно меньшее число труб. На многих крупных предприятиях устанавливается несколько десятков дымовых труб. Уменьшение числа труб в 8—10 раз не только привело бы к существенному сокращению расходов на их строительство, но, как следует из полученных формул, и к существенному снижению при прочих равных условиях концентрации c_m .

Уменьшение приземных концентраций может быть достигнуто также за счет изменения и других параметров, содержащихся в формулах для расчетов концентрации. При оценке экономической целесообразности изменения того или иного параметра необходимо учитывать характер функционального влияния его на c_m . Наибольшее влияние на c_m оказывает высота

труб H . В случае нагретых выбросов $c_m \sim \frac{1}{H^2}$. Такая зависи-

мость была подтверждена и на большом опытном материале (см. рис. 10.1). Это означает, что изменение высоты труб от 20 до 200 м эквивалентно очистке газов на 99%. В случае холодных выбросов ($\Delta T \approx 0$) зависимость c_m от H слабее. Принимая во внимание, что в этом случае приближенно $n \sim H^{1/2}$, она опре-

деляется соотношением $c_m \sim \frac{1}{H}$.

Вследствие того что $c_m \sim M$, следующим по важности фактором является величина выброса вредных веществ M и определяющая его степень очистки газа. От других параметров выброса, в частности от w_0 , V , ΔT , величина c_m зависит гораздо меньше. Поэтому эффект, обусловленный значительным изменением этих параметров, может быть достигнут сравнительно небольшим изменением высоты H .

Существенная зависимость c_m от H указывает на необходимость максимального сокращения неорганизованных (вне труб) выбросов. В процентном отношении эти выбросы иногда значительно меньше организованных (через трубы), но так как они осуществляются на низких высотах, то вклад их в приземную концентрацию может быть превалирующим. Из сказанного следует, что соотношение между важнейшими факторами — высотой труб и выбросами — может устанавливаться для конкретных производств с учетом экономических соображений. Вместе с тем при решении данного вопроса всегда следует отдавать предпочтение ограничению выброса за счет изменения технологического процесса и применения очистных устройств. Нужно иметь в виду, что при выбросах в высокие трубы возрастает общее количество примесей в атмосфере и повышается общий фон загрязнения воздуха. Тем самым затрудняется строитель-

ство новых производств даже на больших расстояниях от этих труб.

Важным в плане рационализации комплекса защитных мероприятий является решение вопроса об учете при проектировании аномальных опасных метеорологических условий, которые во многих случаях наблюдаются сравнительно непродолжительный период времени. В «Указаниях по расчету» СН 369-67 и СН 369-74 предлагается определять высоту труб, исходя из сравнительно часто наблюдаемых опасных условий, в периоды же аномальных условий рекомендуется снижать производительность предприятий в целях уменьшения выбросов в атмосферу. Это экономически более выгодно, чем резко увеличивать высоту труб при их строительстве. Выполненные оценки и материалы проведенных экспертиз показывают, что экономический эффект за счет рационального осуществления защитных мероприятий в соответствии с разработанной в СССР методикой расчета составляет не менее 30—40 млн. рублей за пятилетие (Берлянд, 1972, 1974).

Приведенные примеры указывают не только на известные успехи, которые могут быть достигнуты при метеорологическом обеспечении работ по защите воздушного бассейна от загрязнения, но и на значительную ответственность и требующуюся строгость в решении соответствующих задач.

10.10. Оптимальное размещение источников примеси. Существенные возможности рационализации мероприятий по защите атмосферы связаны с оптимальным размещением источников примеси. Данный вопрос исследовался в последние годы в работе Берлянда и др. (1975). Постановка задачи в этой работе заключается в том, чтобы на основе рассмотрения различных вариантов размещения N источников расположить их таким обра-

зом, чтобы величина $\tilde{c}_m$ (наибольшая концентрация от совокупности источников) была минимальной. Иначе говоря, нужно осу-

ществить минимизацию функции $\tilde{c}_m$, представляющей собой максимальное значение концентрации при фиксированном расположении источников. Источники допускается размещать в любой точке прямоугольника со сторонами, параллельными осям координат, которые могут быть индивидуальными для каждого источника или общими для всех или части источников. Возможно пересечение прямоугольников или вырождение их в точку. Для расчета суммарной концентрации использовались методы, изложенные в п. 3.9.

Анализ показывает, что функция $\tilde{c}_m$ является многоэкстремальной и недифференцируемой. Данное обстоятельство существенно затрудняет использование детерминированных методов

минимизации, применявшихся, например, Зайнфелдом и Хвен (1973) для решения более простой задачи. Поэтому использовался метод случайного адаптивного поиска (Растрингин, 1968, и др.), модифицированный в соответствии с особенностями рассматриваемой задачи. Метод основан на случайном выборе каждой новой координаты источников. Центр распределения помещается всегда в ту из найденных точек, для которой суммарная концентрация оказывается меньше, чем в предыдущих вариантах. Эффективность алгоритма проверялась на специально

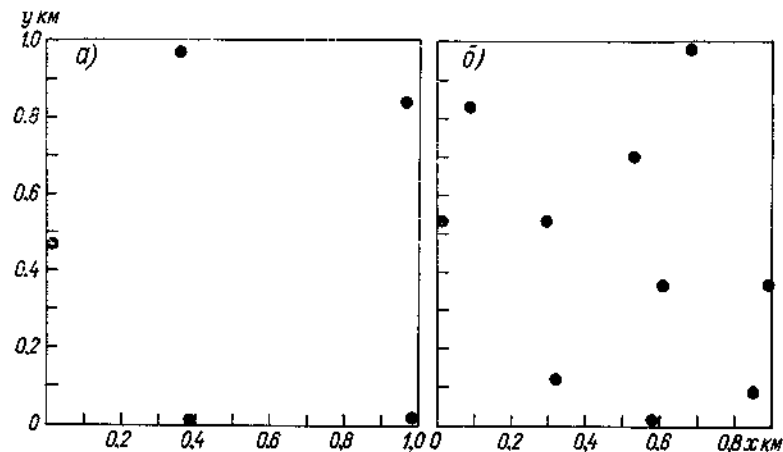


Рис. 10.12. Оптимальное размещение источников $N=5$ (а) и $N=10$ (б) на промышленной площадке.

подобранных многоэкстремальных и не всюду дифференцируемых модельных функций, а также на реальных примерах. Расчеты проводились для различного числа источников N (от 2 до 15). При N , равных 2—4, оптимальное размещение можно установить и без специальных расчетов. Так, при двух источниках, перемещение которых допускается в пределах общего квадратного участка, они должны размещаться на концах диагонали, при $N=3$ — в вершинах равностороннего треугольника, вписанного в квадрат, при $N=4$ — в углах квадрата.

На рис. 10.12 представлены примеры размещения 5 и 10 источников. Изучались также возможности оптимального объединения выбросов в меньшее число труб. Из выполненных исследований следует ряд практических рекомендаций. Так, при наличии большого числа источников, по возможности, их целесообразно объединить. При малом количестве одинаковых источников в обширной промышленной площадке их следует разнести на возможно большее расстояние друг от друга. Если на промплощадке сосредоточено большое число источников, то

оптимальным является их размещение сравнительно равномерно по площади. Однако когда имеется возможность сократить число труб и при этом увеличить их высоту, а также обеспечить более совершенную очистку, то осуществление таких мероприятий является наиболее эффективным. При этом размещение объединенных источников должно осуществляться в соответствии с изложенными принципами оптимизации.

10.11. Потенциал загрязнения воздуха. Для описания условий рассеяния примесей нередко используется понятие потенциала загрязнения, впервые введенное в США как комплексная характеристика значений вертикального распределения и повторяемости температуры, скорости ветра, а иногда и других метеорологических элементов. Строгого определения это понятие, однако, не получило. Из общих соображений можно полагать, что высокий потенциал загрязнения должен соответствовать тем метеорологическим условиям, при которых создаются наибольшие концентрации примесей в приземном слое воздуха для источников с фиксированными параметрами выбросов. Вместе с тем в зависимости от высоты источника одни и те же метеорологические факторы могут оказывать разное воздействие.

Как было отмечено ранее, это обстоятельство часто не учитывают при характеристике неблагоприятных условий загрязнения воздуха (Берлянд, 1969). В случае высоких источников примеси наибольшие концентрации у земли достигаются при условиях, характеризующихся интенсивным турбулентным переносом примеси сверху вниз. Те же условия, очевидно, должны способствовать переносу примеси вверх от низких источников и очищению приземного слоя. Исходя из этого, для высоких источников потенциал загрязнения будет определяться коэффициентом A в формулах (10.4), (10.5) и др. Зоны с относительно большим A соответствуют условиям высокого потенциала загрязнения воздуха.

Из распределения коэффициента A по территории СССР следует, что при одних и тех же характеристиках выброса из дымовых и вентиляционных труб при неблагоприятных метеорологических условиях концентрации в приземном слое воздуха будут, например, больше в Средней Азии, Сибири, чем в центральной части ЕТС. Эти выводы проверены не только экспериментальными данными экспедиций, проведенных в различных областях СССР. Некоторым подтверждением их служат и результаты систематических наблюдений за загрязнением воздуха в городах. Естественно, наиболее интенсивное загрязнение воздуха отмечается в крупных промышленных центрах, где велики выбросы вредных веществ.

Из анализа материалов наблюдений также следует, что наиболее загрязнен воздух в городах, расположенных в областях

с неблагоприятными метеорологическими условиями (Сонькин, 1968; Берлянд, 1967б, 1970а). Такие области на юге и востоке ЕТС, в Сибири и Средней Азии отмечены на рис. 10.13 штриховкой. Они характеризуются по данным наблюдений наибольшими концентрациями сернистого газа и пыли в городском воздухе, а также большой повторяемостью числа дней со сравнительно высокими концентрациями. Повторяемость повышенных концентраций SO_2 в процентах для каждой из областей также указана на рис. 10.13. Для данных областей характерен также ин-

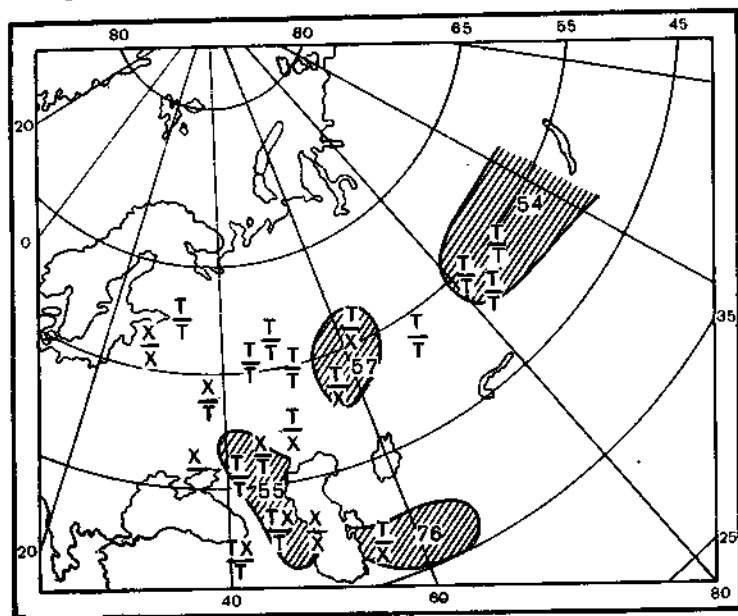


Рис. 10.13. Географическое распределение характеристик загрязнения воздуха в городах.

тенсивный турбулентный обмен, в результате которого возрастают приземные концентрации в районах мощных и высоких источников. При расчете максимальной концентрации для этих областей рекомендуются повышенные значения коэффициента A .

Четкое влияние климатических факторов проявляется и при анализе годового хода максимальной концентрации и повторяемости дней с концентрациями, большими ПДК. Во многих городах максимальное загрязнение воздуха SO_2 и пылью наблюдается летом при интенсивном турбулентном обмене, несмотря на то, что значительная часть этих ингредиентов попадает в атмосферу вследствие сжигания топлива, в то время как летом его

сжигается значительно меньше, чем зимой. На рис. 10.13 буква T поставлена у пунктов, в которых запыленность городского воздуха была максимальной в теплое полугодие, а X — в холодное. При этом буквы в числителе характеризуют случаи, когда отмечались наибольшие концентрации, а в знаменателе — повторяемость дней с повышенной концентрацией.

Для загрязнения воздуха выбросами от низких источников, в основном от автотранспорта, в городах неблагоприятные условия создаются при устойчивой стратификации и слабых ветрах. Поэтому используемые обычно методы определения потенциала загрязнения должны, по существу, относиться только к низким источникам. Так, в ряде американских работ к высокому потенциалу относят сочетание скоростей ветра в приземном слое до 4 м/с, а на уровне 3 км менее 12 м/с с наличием нисходящих движений в слое атмосферы до 2,5 км и продолжительностью таких условий около 36 часов.

Сочетание слабых ветров с приземными инверсиями температуры нередко называют состоянием «застоя». Хольцворт (1962) построил карту для восточных областей США с числом дней за год (июль 1961 г. — август 1962 г.), когда отмечалось сочетание слабого ветра и инверсии температуры и действительно наблюдалось сильное загрязнение воздуха.

Часто для характеристики устойчивости атмосферы используется величина высоты перемешивания, как толщины слоя воздуха, в котором рассеиваются основные выбросы от наземных источников (Хольцворт, 1967, и др.). Обычно принимается, что слой перемешивания кончается на уровне, где неустойчивая или равновесная стратификация сменяется устойчивой. При использовании этого понятия обычно не говорят о высоте выбросов, но очевидно в этом случае должна идти речь о низких выбросах. В случае когда высота слоя перемешивания невелика или при наличии приземной инверсии, примеси сосредоточиваются у земли, что создает опасные условия загрязнения. Днем в условиях антициклонической погоды эта высота оказывается близкой к максимальной высоте приземных инверсий, которая достигается к концу ночи. При прогнозе максимальной высоты слоя перемешивания для города, в тех случаях, когда аэрологические наблюдения проводятся за его пределами, обычно поступают следующим образом. На термодинамическом графике, например на эаграмме, строится зависимость температуры воздуха от высоты. Далее, через точку, соответствующую дневному максимуму температуры воздуха у земли в городе, проводится сухая адиабата — линия, описывающая падение температуры по высоте с сухадиабатическим градиентом ($1^\circ\text{C}/100\text{ м}$). Точка пересечения двух линий и определяет высоту перемешивания L_0 .

Хольцворт (1967) на основе данных радиозондирования на 45 станциях за 10 лет выполнил климатологические исследования высоты перемешивания на территории США и получил средние для дневного времени величины максимальной высоты перемешивания для отдельных сезонов года. Наибольшие значения ее в континентальных областях наблюдаются летом и достигают 200—800 м, а минимальные — зимой. На побережье океанов изменения этой высоты в годовом ходе невелики. Карта распределения высокого потенциала загрязнения по территории

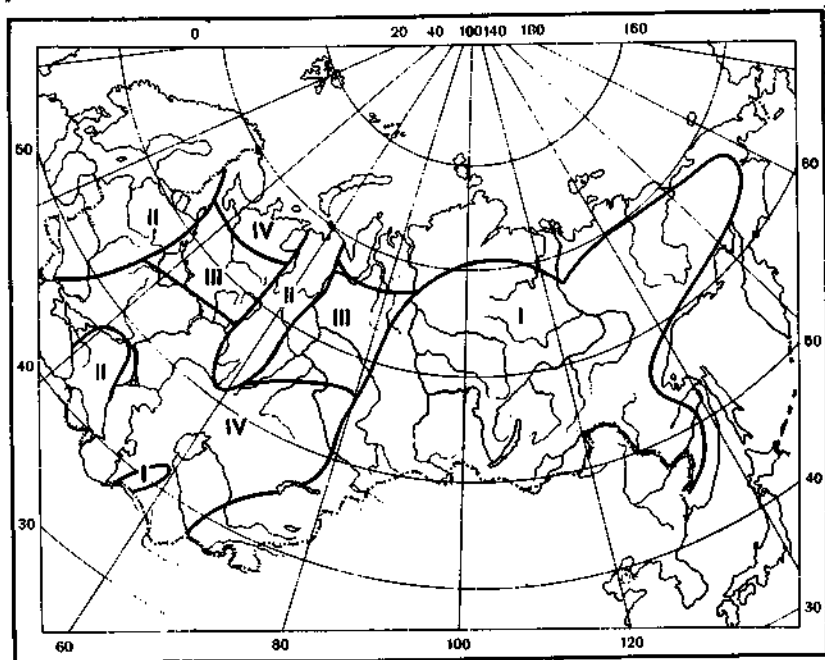


Рис. 10.14. Районирование территории СССР по комплексным показателям скорости ветра и приземных инверсий температуры.

США была построена также Миллером и Нимайером (1963).

В СССР (Безуглая, 1968; Берлянд, 1966б) для оценки неблагоприятных условий рассеивания примесей от низких источников проводится районирование территории на основе комплексного учета повторяемости приземных инверсий и слабых скоростей ветра. Резко выделяются северо-восточные области СССР, где наиболее часто отмечаются слабые ветры и высокие интенсивные инверсии.

Безуглая (1968), учитывая среднегодовые данные о высоте штилевого слоя, повторяемости скоростей ветра до 4 м/с и мощности приземных инверсий, выделила на территории СССР че-

тыре области (рис. 10.14). К области I относится большая часть Восточной Сибири, часть Средней Азии, где зимой в отдельных районах наблюдается до 25 дней в месяц с условиями застоя воздуха; к области II — запад ЕТС, западное и восточное предгорья Урала, где отмечается умеренная повторяемость застоев воздуха; к области III — северо-восток ЕТС и лесные районы Западной Сибири, где застои воздуха наблюдаются только весной или зимой; к области IV — Казахстан, Поволжье, большая часть Западной Сибири и побережье северных морей, где застои воздуха наблюдаются весьма редко. Ряд районов (Урал, юг Средней Азии, Кавказ и горные районы восточной Сибири) не был включен в рассмотрение.

Позднее, детализируя рассмотренные исследования, Безуглая и Челоян (1971) выделили на территории СССР пять зон с низким, умеренным, повышенным, высоким и опасным потенциалом загрязнения атмосферы, при этом достигается более постепенный переход между зонами.

10.12. Использование аэрозолей для защиты растений и воздействия на метеорологические процессы. Развитие теории атмосферной диффузии, наряду с приложением к решению рассмотренных вопросов загрязнения атмосферы, может способствовать повышению эффективности аэрозольных способов обработки сельскохозяйственных культур с помощью автомобильных и самолетных генераторов. Проведенные оценки показывают, что учет метеорологических условий позволяет экономно расходовать химикаты для обработки полей и сократить нежелательное попадание их на смежные участки местности. Приведенные выше формулы для концентраций примесей от высотного источника (Берлянд, 1963, 1972), в частности, использовались Скаловым (1973) для исследования распределения химикатов в полосе авиаопрыскивания.

Применение разработанных методов турбулентной диффузии может также содействовать рациональному осуществлению активных воздействий на атмосферные процессы, в частности борьбе с заморозками, рассеиванию туманов и облаков. Уже одним из первых приложений результатов исследований атмосферной диффузии явились работы по борьбе с заморозками. Берлянд (1956, 1966в) выполнил теоретические оценки теплового эффекта дымовой завесы, а также открытого обогрева на плантациях и в садах в период заморозков. При этом была установлена непосредственная связь между повышением температуры воздуха и концентрацией дыма, а также задымлением и ослаблением ночного выхолаживания земли.

Под дымовой завесой изменение температуры воздуха определяется тремя составляющими — непосредственно переносом тепла от источников, уменьшением эффективного излучения за

счет ослабления длинноволновой радиации дымовыми частицами, а также выделением тепла при конденсации влаги на частицах. Из расчетов следует, что все три составляющие при обычно используемых дымовых завесах примерно одинаковы, а их общий тепловой эффект в согласии с экспериментом достигает не более $1\text{--}1,5^\circ\text{C}$ при слабом ветре. Кроме ночных часов, иногда после слабых заморозков дымление используется и в утренние часы в целях постепенного размораживания растений. Развитая теория позволила определить расход дымовых средств для обеспечения необходимого повышения температуры ночью и требуемого ослабления солнечной радиации утром. Решение уравнения турбулентной диффузии тепла и влаги выполнялось также для оценки теплового эффекта орошения и дождевания в целях защиты растений от заморозков. Расчеты показали, что обычно с увеличением количества воды, расходуемого для полива, примерно до $500\text{--}600\text{ м}^3/\text{ч}\cdot\text{га}$, минимальная температура иногда возрастает на $2\text{--}3^\circ\text{C}$. При большем увеличении расхода воды тепловой эффект уменьшается, а при расходе $1000\text{ м}^3/\text{ч}\cdot\text{га}$ почти исчезает и может даже изменить знак.

Из решения уравнения турбулентной диффузии от тепловых источников определялся тепловой эффект от изолированных источников тепла (грелок), а также от системы источников, в зависимости от расхода защитных средств и метеорологических условий. Значение теплового эффекта при использовании в СССР $400\text{--}500$ грелок на 1 га составило по расчетам и данным наблюдений около $3\text{--}5^\circ\text{C}$ при слабом ветре. На этой основе была разработана система практических рекомендаций по осуществлению мероприятий, связанных с защитой растений от заморозков.

Результаты проведенных исследований относились также к рассеиванию туманов вследствие распространения гигроскопических частиц и за счет повышения температуры воздуха при создании тепловых источников (Берлянд, 1967а).

11

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ВОЗДУХА В ГОРОДЕ

11.1. Принципы организации наблюдений. От изучения поля концентрации примеси вокруг отдельных источников важно перейти к исследованию и контролю загрязнения воздуха в городах. Для этого в настоящее время создается обширная система пунктов регулярных наблюдений.

Одной из основных задач контрольной службы является установление мест значительного загрязнения воздуха в «пестром поле» распределения примесей, характерном для города. При этом, исходя из реальных штатных возможностей и имеющегося оборудования на период организации работы, должно предусматриваться обеспечение необходимого минимума наблюдений, использование наиболее простых и вместе с тем достаточно строгих методов измерения и химического анализа.

Решению данной задачи способствует применение результатов исследований атмосферной диффузии, позволяющих разработать принципы размещения пунктов наблюдений по отношению к источникам загрязнения и определения частоты измерений. Эти результаты были положены в основу методических указаний (Берлянд, 1970; Берлянд и Вольберг, 1971). В соответствии с этими указаниями ниже излагаются принципы организации наблюдений в городах СССР.

Выделяются два типа наблюдений — стационарные и маршрутные. Для выявления максимальных концентраций примеси пункты наблюдений размещаются большей частью с подветренной по направлению господствующего ветра стороны на расстоянии от центра расположения труб основных источников выброса, примерно равном 20 средним высотам труб H (в пределах $10 \div 40 H$). Пункты размещаются на сравнительно открытых и продуваемых местах (площадях, перекрестках улиц), репрезентативных для района, а также вблизи автомагистралей. Опыт показал, что в случае ровной местности нередко можно ограничиться одним стационарным пунктом на площади около 10--

15 км², а в пересеченной местности и при неравномерном расположении производственных объектов плотность размещения пунктов должна быть увеличена. Кроме того, 1—2 пункта иногда размещаются за городом, в местах перспективного жилищного строительства, в зонах отдыха и т. п.

При определении разовых концентраций, в том числе по записям газоанализаторов, в целях унификации наблюдений продолжительность отбора проб, по возможности, принимается близкой к 20 минутам. Поскольку химические методы определения различных ингредиентов требуют разных объемов воздуха, то при стандартном времени отбора проб это достигается изменением скорости прокачки.

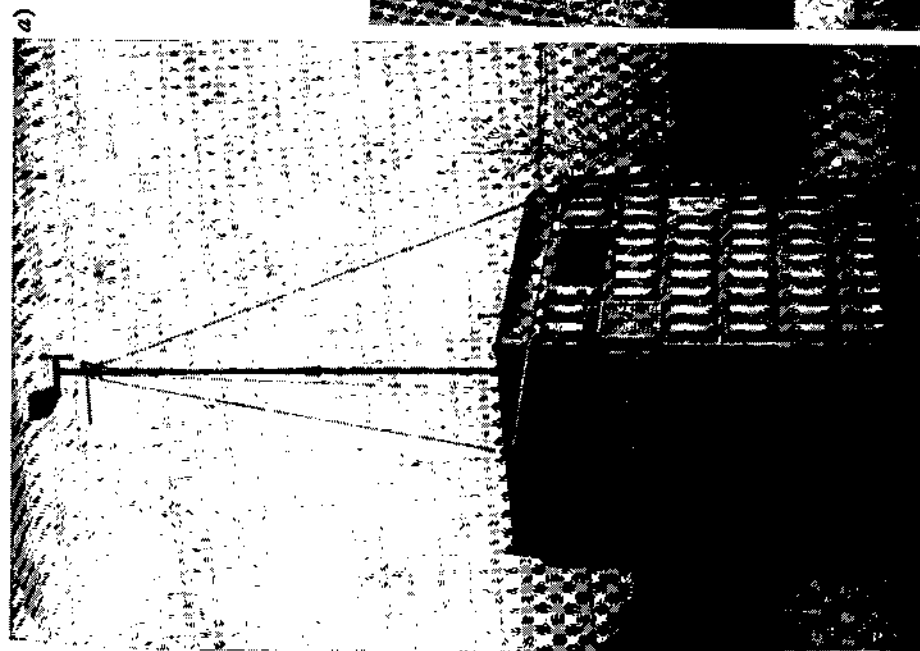
Пробы отбираются систематически по несколько раз в день, чтобы выявить влияние суточного хода метеорологических элементов и изменения режима производства. Автоматические газоанализаторы используются круглосуточно. Когда не имеется возможности проводить наблюдения в течение всех суток, рекомендуется отбирать пробы по «скользящему графику», т. е. через день последовательно один раз в дополуденное время, другой — в послеполуденное, захватывая ранние утренние и поздние вечерние сроки.

В большинстве городов организуются систематические наблюдения за наиболее распространенными примесями — сернистым газом, окисью углерода, двуокисью азота, пылью, сажей, фенолом, сероводородом и др.; а в некоторых городах — и за специфическими ингредиентами, характерными для промышленных объектов данного города, например фтористым водородом и фторидами, хлором и др.

На стационарных пунктах устанавливаются специальные павильоны (рис. 11.1 а). Типовой павильон имеет квадратное поперечное сечение со сторонами 2×2 м и высоту потолка 2,9 м. Внутри него размещаются измерительные приборы, рабочий стол, полки для хранения материалов. В зимнее время он обогревается с помощью электрорадиаторов, снабженных терморегулятором. Отбор проб воздуха на газовые ингредиенты производится с помощью трубки, выведенной через отверстие в крыше павильона. В стенках павильона на высоте 1,5 м имеются отверстия, через которые с наветренной стороны забираются пробы воздуха на аэрозольные примеси (пыль, сажа, и др.). В павильонах размещается и метеорологическая аппаратура, а вне его датчики анеморумбографа для регистрации скорости и направления ветра (Янковский и др., 1974).

Для маршрутных наблюдений используются оборудованные для этой цели автомашины (рис. 11.1 б). Измерения производятся при остановках автомашин в заранее установленных пунктах в одни и те же сроки ежедневно или через день по скользя-

Рис. 11.1. Павильон (а) и автомашина с прицепом-лабораторией (б) для наблюдений за загрязнением воздуха.



щему графику. При этом метеорологические приборы крепятся на выносном штативе длиной 3—4 м с наветренной стороны машины. Принципиальная схема размещения приборов в машине приведена на рис. 11.2.

В городах с крупными предприятиями, расположенными на сравнительно небольшой промплощадке, кроме стационарных

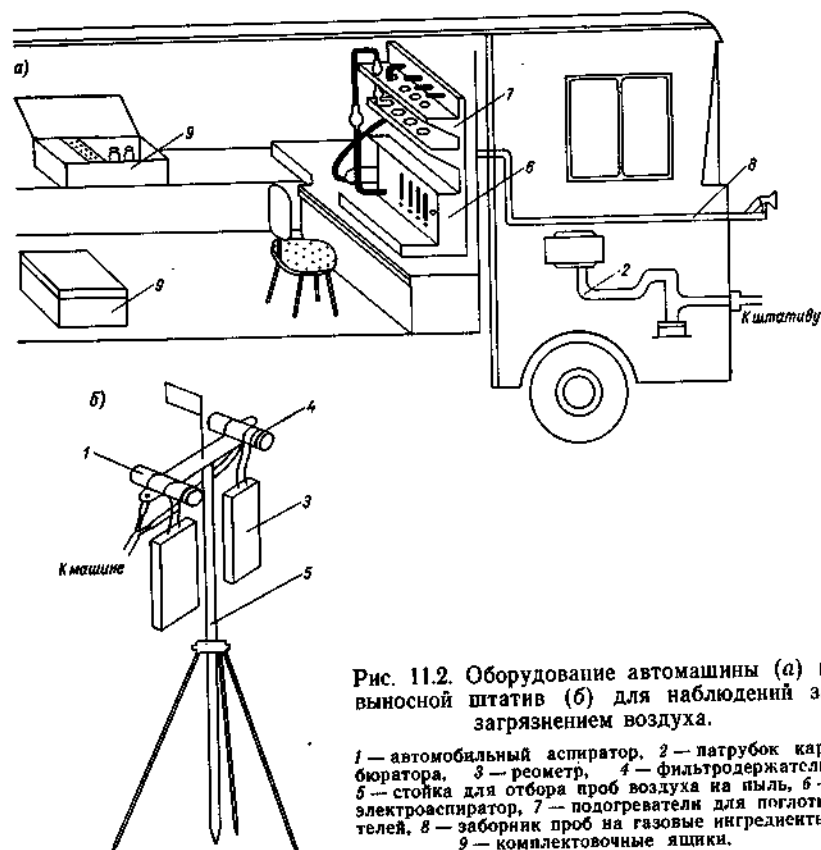


Рис. 11.2. Оборудование автомашины (а) и выносной штатив (б) для наблюдений за загрязнением воздуха.

1 — автомобильный аспиратор, 2 — патрубок карбюратора, 3 — реометр, 4 — фильтродержатель, 5 — стойка для отбора проб воздуха на пыль, 6 — электроаспиратор, 7 — подогреватели для поглотителей, 8 — заборник проб на газовые ингредиенты, 9 — комплектующие ящики.

и маршрутных наблюдений, иногда проводятся измерения концентраций примесей под дымовыми факелами этих предприятий также с помощью автомашины. Измерения ведутся на различных дистанциях от центра промплощадки до расстояний, где концентрации примесей становятся существенно меньше ПДК. Принцип наблюдений здесь примерно такой же, как и в описанных экспедиционных работах. В отдельных городах (см. гл. 7 и 9) наблюдения ведут постоянно действующие экспедиции (Буренин и др., 1968).

Для учета влияния микроклимата города на стационарных пунктах производятся наблюдения за ветром и температурой воздуха (см. п. 7.6). Основные метеорологические наблюдения осуществляются на местной метеостанции, репрезентативной для достаточно большого района. В случае необходимости на ней вводятся дополнительные сроки наблюдений. Одновременно регистрируются и характеристики дымовых факелов от труб котельных или предприятий, находящихся вблизи станции в соответствии с известными классификациями формы дымовых факелов в зависимости от типа стратификации и скорости ветра (см. п. 7.5). Вопросы организации наблюдений на сети санитарно-эпидемиологических станций СССР рассмотрены в Инструктивно-методических указаниях (Гольдберг и др., 1963), в книге Измерова (1973) и др.

11.2. Методы статистического анализа. Объем наблюдений за загрязнением воздуха от года к году в СССР быстро возрастает. Эти данные используются как информационный материал при составлении справок, месячных и годовых сводок для заинтересованных организаций. В 1965 г. для этой цели использовано 60 тыс. данных по 45 городам, а уже в 1973 г. — более 1,3 млн. по 300 городам, в которых производились наблюдения на пунктах Госсанинспекции и Гидрометслужбы (Берлянд, 1974). Материал массовых наблюдений, производимых в городах, подвергается обобщению и статистическому анализу для выявления роли метеорологических условий и других влияющих на уровень загрязнения факторов.

По значительной части полученных данных создан массив 80-колоночных перфокарт, на которые занесены сведения о концентрации различных ингредиентов и метеорологических параметрах. В настоящее время начинает внедряться механизированная обработка данных, включающая получение перфокарт с информацией наблюдений в городах, где эти наблюдения проводятся, и передачу их в центр для контроля, обработки и архивации опытного материала с помощью ЭВМ.

В качестве показателей загрязнения воздуха обычно используются средние разовые концентрации $\bar{q}$ мг/м³ и максимальные разовые концентрации q_m мг/м³, а также повторяемость концентраций, превышающих ПДК, в общем случае характеризующая продолжительность повышенного загрязнения воздуха.

Распределение повторяемости концентрации q в данном пункте зависит от характера и мощности источников в городе, режима их деятельности, а также от метеорологических условий. Это распределение всегда асимметрично, поскольку концентрации q имеют только положительные значения, а рост их практически неограничен. Часто для описания асимметричного

распределения используется логарифмически нормальный закон (Гумбель, 1965, и др.), плотность распределения вероятности которого выражается формулой

$$f(q) = \frac{1}{s_0 q \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\ln^2 q / m_0}{2s_0^2}}, \quad (11.1)$$

где s_0 и m_0 — параметры распределения, которые находятся для каждого конкретного случая в результате статистической обработки материалов наблюдений. Использование (11.1) позволяет определить среднюю концентрацию $\bar{q}$, ее дисперсию σ^2 и коэффициент вариации $\bar{V}$ с помощью соотношений:

$$\bar{q} = m_0 e^{s_0^2/2}, \quad (11.2)$$

$$\sigma^2 = m_0^2 e^{s_0^2} (e^{s_0^2} - 1), \quad \bar{V} = \frac{\sigma}{\bar{q}} = \sqrt{e^{s_0^2} - 1}. \quad (11.3)$$

Для логарифмически нормального закона вероятность F_0 превышения некоторого значения q_0 , в частности максимального значения q_m , определяется в виде

$$F_0(q > q_0) = \frac{1}{2} (1 - \operatorname{erf} \zeta), \quad (11.4)$$

где

$$\zeta = \frac{\ln \frac{q_0}{m_0}}{s_0 \sqrt{2}}.$$

С другой стороны, для оценки величины q_0 с любой заданной вероятностью ее превышения F_0 используется формула

$$q_0 = m_0 e^{\zeta^2 s_0^2}, \quad (11.5)$$

причем ζ определяется по F_0 с помощью (11.4).

Максимальная концентрация определяется и из соотношения $q_m = \bar{q} + 3\sigma$. Для лог-нормального распределения характерно, что коэффициент вариации близок к единице (по данным измерений он обычно находится в пределах 0,5—2). Поэтому с увеличением степени загрязнения воздуха, т. е. с ростом $\bar{q}$, как правило, возрастает и σ .

Применение лог-нормального закона для описания распределения концентрации примеси в атмосфере рассматривается в ряде работ (Ларсен и др., 1965). В работе Безуглой (1969) анализируется более 100 распределений концентраций SO_2 , NO_2 , CO , пыли, сажи по семи городам Советского Союза. Оказыва-

ется, что в 75% случаев точки на вероятностных графиках ложатся вблизи прямой. Это позволяет предположить, что распределение содержания примесей в атмосфере можно описать лог-нормальным законом, в связи с чем предлагается рассматривать выполнение такого распределения как критерий правильности полученных данных о концентрациях примеси в городах. В частности, значения минимальных концентраций, с которых начинается отклонение от данного распределения, используются для оценки предела надежных измерений концентрации. В последующем применимость лог-нормального закона для распределения концентраций SO_2 , CO и NO_2 подтвердилась в работе Безуглой (1971) по данным еще 30 городов СССР. В этой же работе с помощью соотношения (11.4) оценивалась вероятность $F_0(q > q_m)$, где за q_m принималась максимальная концентрация, полученная по сетевым наблюдениям как большая из двух близких значений наибольших концентраций. Оказалось, что вероятность превышения q_m чаще всего составляет 0,1—0,5%. Это при трехразовых наблюдениях в сутки соответствует одному превышению q_m за период от 2—3 месяцев до одного года.

Статистический анализ повторяемости концентраций примеси выше определенной величины, а также средних значений концентраций, не прибегая к лог-нормальному распределению, использовали также Сонькин и Чаликов (1968). С этой целью была составлена специальная программа для ЭВМ и обработке подверглись около 7000 данных наблюдений за 1961—1964 гг., из которых 5000 относились к 7 пунктам Москвы и 2000 — к 13 пунктам Ленинграда. Полученные кривые распределения повторяемости концентрации выше заданных значений для обоих городов и обоих ингредиентов по своему виду были близки к гиперболом. Повторяемость резко убывала от 90—100% для концентраций менее 0,1 мг/м³ до 10—20% для концентраций около 0,4 мг/м³. Дальнейшее убывание вероятности с ростом концентрации происходило значительно медленнее. Повторяемость концентрации SO_2 , равной 0,25 мг/м³, составляла для Ленинграда около 45%, а для Москвы 35%, а повторяемость концентрации 0,25 мг/м³ для обоих городов примерно одинакова и равна около 40%.

В настоящее время в ГГО для более полного статистического анализа материалов наблюдений за загрязнением атмосферы развивается несколько подходов (Берлянд, 1970а, б). Один из них заключается в исследовании множественной корреляции, т. е. в учете влияния совокупности факторов. При этом выделение главных факторов не всегда удается и эффективность такого подхода оказывается ограниченной. Другой подход состоит в применении метода разложения исходной информации по статистически ортогональной системе функций, которые иногда

называют естественными функциями. Для изучения зависимости указанных характеристик от времени и расстояния используются также структурные, корреляционные и спектральные функции.

Статистический анализ опытных данных позволяет сделать ряд общих выводов о закономерностях рассеивания примесей в различных городах в зависимости от метеорологических условий в годовом и суточном ходе и т. п.

11.3. Применение метода разложения на ортогональные функции. При анализе случайных полей в различных метеорологических исследованиях А. Н. Багрова, А. М. Обухова, М. И. Юдина и др. эффективно используется метод разложения на ортогональные функции. Этот метод состоит в построении системы неслучайных ортогональных функций φ_k , позволяющих с наименьшей средней квадратической погрешностью аппроксимировать отклонение концентраций $q(x, t)$ от среднего значения $\bar{q}(x)$, являющееся функцией совокупности координат x и времени t :

$$q(x, t) = \bar{q}(x) \sum_{i=1}^N \alpha_i(t) \varphi_i(x). \quad (11.6)$$

При определенном выборе коэффициента $\alpha_k(t)$ дисперсию поля $q(x, t)$ можно описать лучше, чем с помощью линейных комбинаций других функций, состоящих из такого же числа слагаемых. Вавилова и др. (1969) использовали данный метод для статистического анализа данных наблюдений за загрязнением воздуха в городе. Эти данные в каждый конкретный срок представляют собой совокупность величин $q_1, q_2, \dots, q_N$, соответствующих N пунктам наблюдений. Ортогональные, или естественные функции $\varphi_k(x)$ являются собственными векторами вариационной матрицы $R = \|r_{ij}\|$ поля концентраций. Элементы этой матрицы r_{ij} представляют собой ковариации q_i и q_j на i и j пунктах (осредненные по времени)

$$r_{ij} = \overline{q_i q_j} - \bar{q}_i \bar{q}_j. \quad (11.7)$$

Естественные функции φ_k при этом удовлетворяют уравнению

$$R \varphi_k = \lambda_k \varphi_k, \quad (11.8)$$

где λ_k некоторые собственные числа. Функции φ_k перенумерованы в порядке соответствующих им λ_k . Коэффициенты разложения $\alpha_k(t)$ находятся по формуле

$$\alpha_k(t) = \sum_{i=1}^N \varphi_{ki} q_i(t). \quad (11.9)$$

Анализ показывает, что уже сумма первых нескольких членов

разложения (11.9) позволяет достаточно полно оценить изменчивость изучаемых величин. Последующие члены характеризуют мелкомасштабные флюктуации и сильно зависят от погрешностей измерений. Их отбрасывание позволяет отфильтровать шумы и повысить надежность исходной информации. При таком подходе большую совокупность данных наблюдений на сети пунктов в городе удается охарактеризовать всего лишь несколькими первыми коэффициентами разложения. Часто достаточно

положить $q(x, t) \approx \bar{q}(x) + \alpha_1(t) \varphi_1(x)$. Это означает, что уже первая естественная функция передает основные особенности пространственного поведения поля концентрации примеси и одно-временные изменения концентрации по всему городу. По коэффициенту $\alpha_1(t)$ здесь можно судить, во сколько раз увеличился или уменьшился общий уровень загрязнения на рассматриваемой сети пунктов. Соотношение между компонентами вектора $\varphi_1(x)$ показывает, как относятся между собой изменения концентрации на различных пунктах наблюдений при одновременном изменении общего уровня загрязнения атмосферы.

В общем случае, если в (11.6) учитывается несколько членов разложения, то первый из них характеризует ту часть общей изменчивости, которая определяется одновременными изменениями уровня загрязнения по всему городу, а второй член — основные отклонения от них.

На рис. 11.3 представлены вычисленные естественные функции для г. Свердловска (Вавилова и др., 1969). Расчеты показали, что первый член разложения для сернистого газа содержит меньше информации, чем для окислов азота. Это, возможно, объясняется тем, что основным источником SO_2 являются высокие трубы отдельных предприятий. Поэтому большую роль играют процессы, связанные с неодновременным изменением уровня загрязнения атмосферы в городе, которые в значительной степени описываются членами разложения более высокого порядка.

На рис. 11.4 представлен временной ход первого $\alpha_1(t)$ и второго $\alpha_2(t)$ коэффициентов разложения для периода более двух месяцев. Для обеих рассматриваемых примесей ход этих коэффициентов подобен. Следовательно, уровень загрязнения для них определяется общими причинами, вызывающими одновременное изменение концентрации примеси по всему городу. Коэффициенты, характеризующие загрязнение воздуха в целом по всему городу, содержат в себе меньше случайной информации, чем единичные измерения концентрации на пунктах наблюдений и полнее отражают влияние условий погоды. Для второго коэффициента $\alpha_2(t)$, согласно рис. 11.4, отмечается определенное различие во временном ходе.

11.4. Годовой и суточный ход загрязнения воздуха. Детально

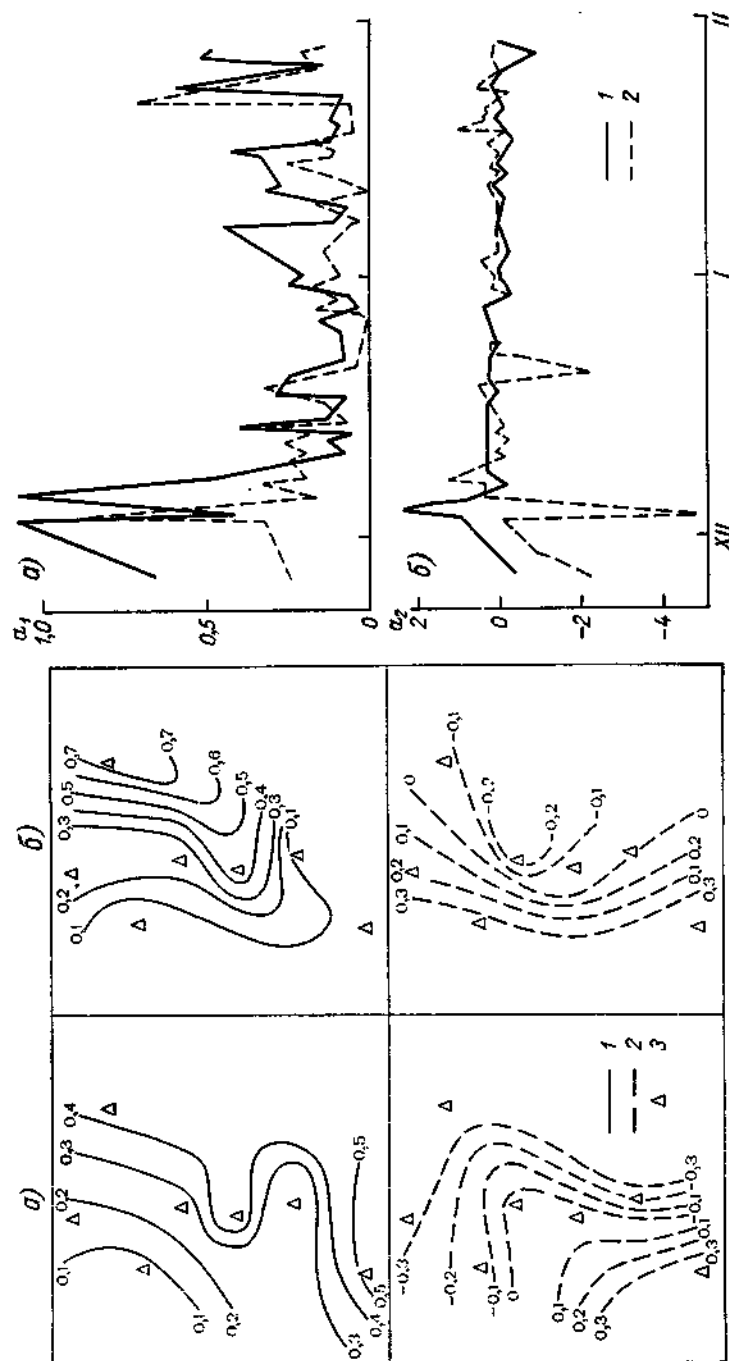


Рис. 11.3. Изолинии естественных функций поля концентрации примесей сернистого газа (а) и окислов азота (б) в городе. 1 — первая естественная функция, 2 — вторая естественная функция, 3 — пункты наблюдений.

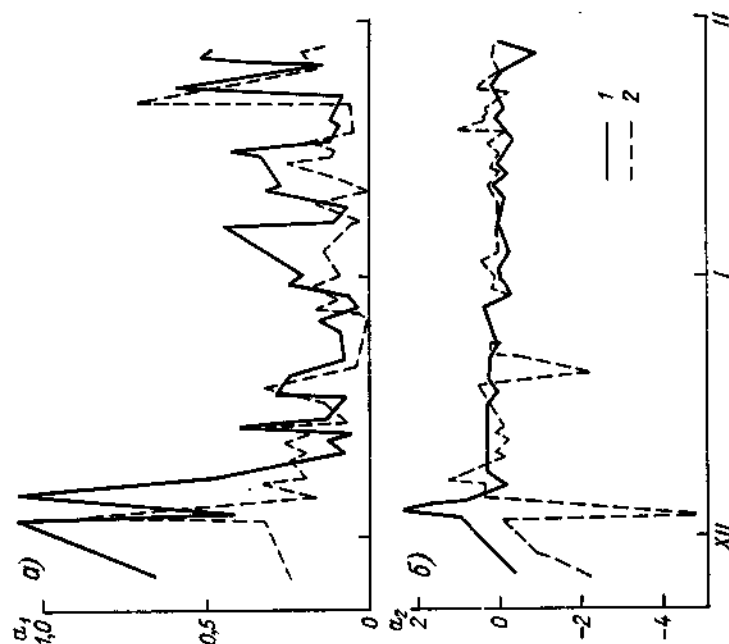


Рис. 11.4. Временной ход коэффициентов разложения поля концентрации в городе на естественные функции. 1 — сернистый газ, 2 — окислы азота.

годовой ход изменения концентрации примеси в городах изучался во многих работах как в СССР, так и за рубежом. В силу большого числа факторов, воздействующих на содержание примеси в воздухе, результаты для разных городов иногда значительно различаются между собой. Сонькин и др. (1966) по данным за 1961—1963 гг. получили, что в Ленинграде максимум концентрации пыли отмечается весной, максимум повторяемости повышенного содержания SO_2 в феврале—марте. В Москве годовой ход запыленности воздуха слабо выражен, а концентрации сернистого газа достигают максимума в весеннее время. Весенние максимумы могут быть объяснены тем, что в этот период года уже достаточно развит турбулентный обмен и котельные сжигают еще большое количество топлива.

Безуглая и др. (1971) по данным наблюдений стационарных пунктов в 50 городах СССР за 1968—1969 гг. исследовали годовой ход загрязнения воздуха, характеризовавшегося среднемесячными концентрациями, нормированными на среднегодовую концентрацию по городу $\frac{q_{\text{мес}}}{q_{\text{год}}}$. В результате отмечены четыре типа годовых изменений концентрации ряда примесей. Были определены годовые амплитуды колебаний указанного отношения концентрации $\frac{q_{\text{мес}}}{q_{\text{год}}}$.

В табл. 11.1 приводятся повторяемости в процентах различных градаций этой амплитуды для четырех ингредиентов. Наибольшие значения амплитуды относятся к SO_2 , а наименьшие — к CO. Примерно в 20% случаев среднемесячные концентрации SO_2 и пыли превышали более чем в 2 раза среднегодовые значения, тогда как для CO такие случаи практически не наблюдаются. Отмечается и частое увеличение концентрации SO_2 в месяцы с наибольшим числом дней с туманом и дымкой, что согласуется с выводами теории, приведенными в гл. 5 (Берлянд и др., 1968).

Таблица 11.1

Повторяемость (в %) значений амплитуды относительной концентрации $\frac{q_{\text{мес}}}{q_{\text{год}}}$	Градации амплитуды $q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$			
	<0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	>2,0
Пыль	8	38	32	22
Сернистый газ	2	31	49	18
Двуокись азота	8	27	49	16
Окись углерода	19	62	19	0

По данным Канно и др. (1959), для годового хода концентрации сернистого газа и окислов азота в Токио характерен максимум в конце лета, что может быть обусловлено действием дождей, способствующих вымыванию примесей.

В ряде работ отмечается и зимний максимум загрязнения воздуха, который связывается прежде всего с усилением выбрасываемых примесей от низких источников и большой повторяемостью неблагоприятных условий рассеивания их в приземном слое воздуха.

Многими авторами исследовался и суточный ход загрязнения воздуха в городах. В нем также отмечаются значительные различия, обусловленные режимом выбросов от источников различной высоты и изменением метеорологических условий. Безуглая и др. (1971) проанализировали данные наблюдений за CO , SO_2 и NO_2 в ряде городов СССР в 1968—1969 гг.

Суточный ход концентраций SO_2 наиболее четко проявляется в южных областях страны, где в холодное полугодие отмечаются максимумы концентраций в утренние и вечерние часы. В теплый период здесь суточные колебания концентрации SO_2 выражены в меньшей степени, амплитуда их колебаний для большинства городов (около 70%) не превышает половины среднего значения. Однако по ряду городов максимальные концентрации SO_2 наблюдались днем.

Отмечаются два типа суточного хода концентрации окиси углерода почти во все сезоны года, особенно в тех случаях, когда ее основной выброс обусловлен автотранспортом. Один из них с максимумом в дневное время обусловлен усилением интенсивности движения автомашин в это время суток. Другой — сравнительно малые изменения концентраций в течение дня с малой амплитудой колебаний — отмечается в тех случаях, когда происходит взаимно компенсирующее влияние изменения количества машин на улицах и метеорологического режима. В утренние и вечерние часы, когда уменьшается поток автотранспорта, снижение концентраций замедляется за счет образования инверсий температуры и ослабления ветра.

Канно и др. (1959) и Штейнхаузер (1971), отмечают в суточном ходе концентрации примесей два максимума — утром и вечером. Согласно Канно, в Токио зимой вечерний максимум концентраций SO_2 больше утреннего, а летом и весной наоборот.

11.5. Оценка влияния метеорологических факторов. В ряде случаев можно ограничиться рассмотрением простейших зависимостей от того или иного элемента погоды. В частности, неоднократно предпринимались попытки оценить связи между содержанием примесей в городском воздухе и скоростью ветра. Некоторые авторы при этом обнаруживали в основном наибольшие загрязнения воздуха только при слабых ветрах. В более деталь-

ных исследованиях Сонькина и др. (1966), Сонькина и Чаликова (1968), Безуглой и Сонькина (1971) получено, что в зависимости концентрации SO_2 , пыли и ряда других ингредиентов от скорости ветра обнаруживаются два максимума. Один из них относится к слабым ветрам в пределах 0—1 м/с и, по-видимому, обусловлен действием низких источников, создающих общий фон загрязнения воздуха в городах; второй — при 3—6 м/с в соответствии с положениями теории (гл. 3 и 10) может быть объяснен мощными выбросами от высоких источников, характеризующихся достаточно большой опасной скоростью ветра u_m . Для Ленинграда и Москвы второй максимум оказался летом больше первого, а зимой — меньше. Для сернистого газа второй максимум проявляется четче, а первый встречается реже, чем для пыли.

На рис. 11.5 представлена повторяемость повышенных концентраций SO_2 и пыли в процентах в зависимости от скорости ветра для Ленинграда. Отдельно указаны результаты, относящиеся к теплому и холодному полугодью. Наличие вторичного максимума в зависимости приземных концентраций примеси от скорости ветра отмечено впослед-

ствии и Манном (1973б). Исследовался также и характер влияния на загрязнение воздуха приземных и приподнятых инверсий.

По данным наблюдений в Ленинграде Сонькин и Чаликов (1968) проанализировали степень загрязнения воздуха в зависимости от величины коэффициента обмена k_1 на высоте 1 м, определенного по материалам градиентных наблюдений на загородной станции. Средние концентрации SO_2 и пыли при $k_1 \leq 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$ составляют примерно $0,30 \text{ мг}/\text{м}^3$, а при $k_1 \geq 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$ они возрастают соответственно для SO_2 до $0,43 \text{ мг}/\text{м}^3$, а для пыли до $0,34 \text{ мг}/\text{м}^3$. Отмечено при этом и некоторое возрастание повторяемости повышенных концентраций примеси.

При исследовании влияния осадков отмечено, что обычно в течение нескольких часов после их окончания редко встречаются повышенные концентрации примеси. Если рассматривать случаи осадков в пределах 4 часов до отбора проб, то

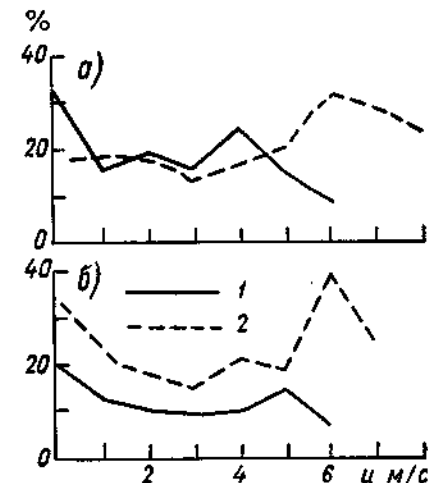


Рис. 11.5. Повторяемость (%) повышенных концентраций SO_2 (а) и пыли (б) в зависимости от скорости ветра для теплого (1) и холодного (2) периодов.

с увеличением количества выпавших осадков возрастает степень очищения воздуха. Эффект снижения уровня загрязнения воздуха в результате выпадения осадков отмечается и в ряде упоминавшихся работ других авторов. В некоторых из них установлена связь между концентрациями примеси и количеством выпавших осадков. Можно вместе с тем заключить, что осадки уменьшают фоновое загрязнение воздуха в городе, являющееся результатом суммарного действия всех источников примесей. В случаях переноса примесей со стороны источников влияние осадков на очищение воздуха существенно не проявляется.

Для анализа загрязнения воздуха значительные возможности связаны с использованием данных непрерывной регистрации концентраций примеси. Такого рода работы проводились по данным наблюдений в Ленинграде с помощью автоматических газоанализаторов ГАП-1 на SO_2 и ГМК-3 на CO (Зайцев, 1973а, б). Наблюдения велись одновременно с помощью приборов, установленных в различных частях города. Временная структура изменения концентрации за период времени T' характеризовалась дисперсией примеси σ_T^2 и спектральной функцией F_T от частоты

$\omega = \frac{2\pi}{T'}$. В зимний период при этом отмечаются два типа спектрального распределения концентраций SO_2 в течение суток, каждому из которых соответствует определенный тип функций.

На рис. 11.6 на оси ординат отложена нормированная спектральная функция $\frac{\omega F_T}{\sigma_1^2}$, а по оси абсцисс — ω в герцах.

На рис. 11.6 а для первого типа (кривая 1) характерны два максимума: один соответствует периоду около 6 часов и, возможно, связан с влиянием режима близлежащих источников со сравнительно большими выбросами сернистого газа, второй максимум соответствует периоду 1 сутки и в значительной степени определяется воздействием метеорологических факторов. Другой тип (кривая 2) характеризуется одним максимумом в течение суток. Он, вероятно, относится к условиям преобладания мелких рассредоточенных источников выброса и определяется в основном условиями погоды.

Осредненный спектр изменения концентрации CO со временем представлен на рис. 11.6 б. В нем выделяется только один максимум, указывающий на то, что влияние режима выбросов и изменение метеорологических условий относятся к одному периоду — суткам. Это, как указывает автор, затрудняет исследование влияния метеорологических факторов без учета изменения выбросов во времени. Анализ показывает, что вблизи транспортной магистрали величины средней концентрации CO и сред-

него квадратического отклонения для нее сравнимы между собой.

В работе Певзнера и Зайцева (1971) проанализированы также изменения концентрации CO , проведенные с помощью газоанализаторов ГМК-3, установленных на автомашине. Наблюдения велись на улицах города в периоды с различной интенсивностью движения транспорта.

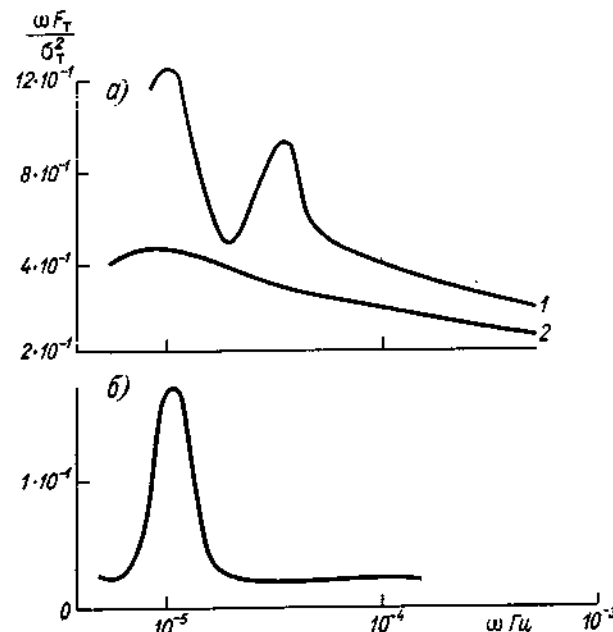


Рис. 11.6. Спектральные функции изменения концентрации SO_2 (а) и CO (б) в течение суток.

На рис. 11.7 представлен характерный ход концентрации q (нормированной на среднее значение ее за период наблюдений $\bar{q}$) в течение суток (а) и число проходящих автомашин в тысячах за час (б). Между данными, представленными на обеих кривых, можно отметить существенную корреляцию (коэффициент корреляции превышает 0,7). Эти данные Зайцев сравнил с аналогичными результатами, полученными Отто и др. в сентябре 1964 г. для Вашингтона. Они также представлены на рис. 11.7 кривой изменения концентрации CO в мг/м^3 (в) и относительной интенсивности движения в относительных единицах (г).

Представляет интерес исследование случаев, когда на большей части пунктов в городе одновременно отмечается либо повышение, либо понижение концентрации одного или нескольких

ингредиентов. Очевидно, что такие случаи позволяют прежде всего судить о влиянии условий погоды, исключая приближенно воздействие других факторов. Оказывается, что случаи интенсивного загрязнения воздуха особенно в холодное время большей частью наблюдаются при стационарных антициклонах, а при циклонах воздушный бассейн очищается.

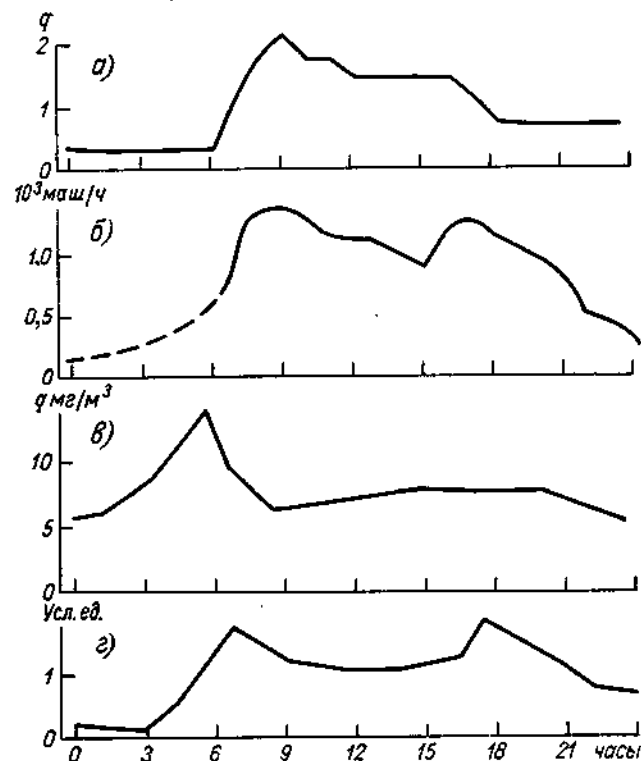


Рис. 11.7. Суточный ход концентраций СО (а и в) и интенсивности движения автомашин (б и г) для Ленинграда (а и б) и Вашингтона (в и г).

В табл. 11.2 представлены полученные Л. Р. Сонькиным по материалам наблюдений в Москве, Ленинграде и Магнитогорске данные об отклонении от средней повторяемости повышенных концентраций примесей при стационарных антициклонах (Берлянд, 1970а, б). Аналогичные результаты получены и в работах других авторов (Хольцворт, 1962; Нимайер, 1960; Шевчук и Введенская, 1971, и др.). Вместе с тем более детальный анализ показывает, что значительное загрязнение воздуха может быть не только при стационарных антициклонах. Кроме того,

общей оценки синоптической ситуации иногда не достаточно для анализа причин изменения загрязнения воздуха.

Таблица 11.2

Отклонение (в %) от средней повторяемости концентрации пыли и SO_2 при стационарных антициклонах

Город	Пыль		Сернистый газ	
	холодный период	теплый период	холодный период	теплый период
Москва	+7	+1	+18	-2
Ленинград	+21	+13	+13	-1
Магнитогорск	+34	+21	+19	+4

Проведенные исследования в статистическом плане, по существу, относятся к изучению корреляционной зависимости между концентрацией примеси на одной или на нескольких пунктах и отдельными факторами без учета влияния других факторов.

Так, ведутся оценки коэффициентов корреляции, исследуются структурные функции и т. п. Оказывается, например, что для ряда городов коэффициент корреляции между повторяемостью концентрации пыли и SO_2 выше допустимых значений в течение месяца и месячными аномалиями давления составляет примерно 0,5. Диксон (1961) получил, что корреляция между средней суточной концентрацией пыли в Нэшвиле (США) и определенными метеорологическими элементами иногда выше, чем между концентрацией и количеством сжигаемого топлива.

Метеорологические элементы	Коэффициент корреляции
Стратификация атмосферы	-0,60
Скорость ветра	-0,38
Осадки	-0,38
Количество сжигаемого топлива	0,18

11.6. Пространственная структура загрязнения воздушного бассейна. Распределение загрязнения воздуха внутри городов весьма неравномерно. Оно определяется прежде всего расположением и характером источников загрязнения. Поступающие через дымовые и вентиляционные трубы примеси сосредоточены в дымовых и газовых факелах. Для большого числа источников, характерного для города, происходит наложение этих факелов. В результате создаются высокие уровни загрязнения воздуха в обширных зонах, хотя вклад отдельных источников может быть сравнительно небольшим. Одним из примеров суммирования

малых источников загрязнения служит эффект влияния продуктов выхлопов автомашин. Все это приводит к образованию в городах суммарного облака примесей, обладающего сложной структурой и составом. Содержащиеся в этом облаке твердые частицы делают его видимым, и поэтому часто говорят о «городской шапке дыма», которая отчетливо наблюдается при приближении к крупным городам. Только в последнее время наряду с наземными наблюдениями начали проводиться эпизодические измерения на разных высотах. В Париже, например, наблюдения проводились на Эйфелевой башне. Концентрации ряда

Усл. ед.

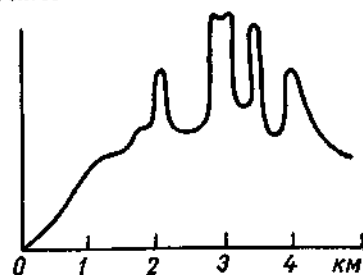


Рис. 11.8. Распределение запыленности по данным лазерного зондирования.

примесей измерялись также на телевизионной мачте, на крышах зданий. Использование самолетов и вертолетов в Ленинграде, Будапеште, Нью-Йорке и в других городах позволило установить, что примеси сосредотачиваются в основном в слое толщиной 1—2 км, а в меньших городах — в несколько сотен метров.

Крупные работы по изучению пространственной структуры загрязнения воздушного бассейна г. Запорожье проводились летом 1972 г. (см. табл. 9.1), (Берлянд и др., 1974а; Буренин и Вдовин, 1974, и др.). Наряду с наземными измерениями с помощью приборов, установленных на вертолете МИ-1, производился отбор проб на SO_2 , NO_2 , HF и фенол на высотах 100, 200 и 400 м по методике, изложенной в п. 7.8, а на CO еще на 600 и 800 м. Полеты осуществлялись по кругу радиусом примерно 1 км над четырьмя районами города. Концентрации примеси, как правило, убывали с высотой. Только над отдельными районами они достигали максимума примерно на высоте 100 м, что, возможно, связано с попаданием вертолета в зону дымовых факелов. В период этих работ исследовалось также распределение запыленности в городской шапке с помощью лидара Института оптики атмосферы.

На рис. 11.8 представлено распределение запыленности (в условных единицах) по трассе длиной 8 км, наклоненной под углом 5° к горизонту. При этом за единицу принят показатель запыленности воздуха в точке наблюдения. Полученные данные показывают сложную структуру поля концентрации аэрозоля.

Бердыева и др. (1967), Фельдман и Ламперт (1968) по данным наблюдений за распределением некоторых примесей среди городской застройки получили, что вблизи крупных автомаги-

стралей в дневное время на уровне 10—12-го этажей жилых зданий и на высоте 1,5—2 м концентрации CO близки между собой. В Ленинграде производились детальные наблюдения за вертикальным распределением концентрации SO_2 в приземном слое воздуха с помощью автоматических газоанализаторов ГКП-1 (Зайцев, 1973а). Приборы устанавливались на семи уровнях от 0,25 до 11 м. Из полученных результатов следует, что различия по высоте не носят регулярного характера. Большей частью отмечается некоторый максимум в слое до 4 м. Полученные результаты указывают на то, что выбор высоты измерения концентрации примеси в городе в пределах нескольких метров не играет существенной роли. Такое заключение можно сделать и на основании общих закономерностей распространения примеси даже от сравнительно низких источников. Как было показано выше, в зоне наземного максимума загрязнения воздуха от таких источников вертикальное распределение концентраций от земли до уровня источника сравнительно однородно.

Представляет интерес и соотношение между концентрацией примеси в городе на открытом воздухе и в жилых помещениях. По результатам наблюдений Деруана и Верде (1973) в двух зданиях и вблизи них установлено, что концентрация SO_2 в помещении зимой составляет 10—20%, а летом достигает 40—50% от наружной.

11.7. Общие характеристики и тенденция загрязнения воздуха в городах. Концентрация атмосферных примесей в городе обычно на 2—3 порядка выше, чем в сельской местности (Безуглая и Расторгуева, 1973). Так, на достаточно больших расстояниях от городских и промышленных районов концентрация SO_2 составляет примерно $0,001 \text{ мг/м}^3$, а CO — $0,01 \text{ мг/м}^3$. В таких городах, как Монреаль, Лондон, Иокогама, Будапешт, Брюссель, и ряде других средняя годовая концентрация SO_2 составляет примерно $0,4 \text{ мг/м}^3$ и более, а его максимальные концентрации достигали нескольких мг/м^3 .

По данным Ларсена (1973), для ряда городов США максимумы разовых концентраций SO_2 достигали в Чикаго $3,3 \text{ мг/м}^3$, Филадельфии $2,7 \text{ мг/м}^3$, Сент-Луисе $2,3 \text{ мг/м}^3$.

Средняя годовая концентрация CO за отдельные годы в Нью-Йорке, Лос-Анджелесе, Монреале, Париже, Мадриде, Флоренции, Цюрихе, Сиднее, Токио, Осаке, Софии составляли около 10 мг/м^3 , а максимальные — 100 — 200 мг/м^3 .

Максимальные концентрации пыли 2 мг/м^3 наблюдались во многих городах США и других стран. Максимальные концентрации NO_2 превышали 1 мг/м^3 в Лос-Анджелесе, Филадельфии и др.

Наблюдения, проведенные в большом числе городов Англии, показали, что в северных областях и в Лондоне, где больше

потребление угля, концентрация пыли в 2—3 раза выше, чем в южных городах (Крексфорд и Везерли, 1971).

По данным измерений в 50 пунктах на территории Чикаго, среднесуточная концентрация свинца достигала нескольких мкг/м³. В Польше по наблюдениям над 10 городами наибольшие концентрации свинца (>1 мкг/м³) и кадмия ($>0,05$ мкг/м³) отмечены над Катовицами, где сосредоточено большое число заводов (Юст и Келус, 1971).

Значительный вклад в загрязнение воздуха вносят автомобили. Непосредственно вблизи автотрасс в шт. Мичиган содержание свинца в аэрозолях достигло 25%, тогда как на расстоянии 400 м оно составляет 1,2—1,6%, а на большом удалении от дорог — всего 0,1%. В некоторых крупных городах США средняя и максимальная концентрации Pb примерно в 10 раз больше, чем в их пригородах. В некоторых городах Японии концентрации Pb на оживленных перекрестках составляли в среднем 2—15 мкг/м³.

В ряде городов периодически отмечаются интенсивные смоги (см. п. 5.7), иногда называемые катастрофами или эпизодами, сопровождающиеся человеческими жертвами, повышенной степенью заболеваний органов дыхания и зрения и др. Известность приобрели смоги в Лондоне, Лос-Анджелесе, Нью-Йорке и др. В сравнительно небольшом американском городе Доноре в октябрьские дни 1948 г. при сильном загрязнении воздуха более 40% жителей ощущало острое раздражение глаз и затруднение в дыхании, более 30 человек (в несколько раз выше среднего уровня смертности) умерло. При смоге 5—9 декабря 1952 г. в Лондоне, когда концентрация SO₂ резко возросла и достигла 2—4 мг/м³, число умерших увеличилось на 4 тыс. по сравнению со средним числом смертных случаев. Тяжелые последствия повлекли также смоги в Лондоне в 1956, 1957 и 1962 гг.

В п. 5.7 приводились некоторые характеристики фотохимических смогов. В Лон-Анджелесе смоговые явления сравнительно небольшой интенсивности наблюдаются довольно часто и повторяемость их за последние десятилетия увеличивается. Здесь почти постоянно видимость значительно ниже, чем в окружающей местности. Горы, окружающие город, только изредка просматриваются через пелену аэрозоля. Раздражение глаз у населения отмечалось в 1959 г. в течение 187, в 1960 г. в течение 198 дней, в 1962 г. в течение 212 дней (Коммонер, 1974).

Интенсивные смоги наблюдались также в Новом Орлеане, Токио, Иокогаме, в ряде городов Голландии, Италии, Болгарии и других стран. По данным Кавамура, только с мая по июль 1971 г. в Токио отмечено 12 случаев фотохимического смога, от которого пострадало более 10 тыс. человек (Сидоренко и Карачунская, 1973).

На перекрестках улиц с весьма интенсивным движением в Токио и некоторых других городах регулировки транспорта из-за большой загазованности воздуха должны весьма часто сменяться или использовать противогазы. В журнале «Курьер ЮНЕСКО» (1971 г., июль) помещена фотография установленного на улицах Токио автомата, позволяющего за плату вдохнуть чистый воздух.

Естественно, что самое интенсивное загрязнение отмечается в крупных промышленных центрах. Вместе с тем данные наблюдений показывают, что городской воздух наиболее загрязнен в областях с неблагоприятными метеорологическими условиями (Берлянд, 1966б).

В п. 10.11 указывалось, что по данным наблюдений за содержанием пыли и SO₂ максимальные концентрации этих примесей чаще отмечаются в тех городах, которые расположены в областях с интенсивной турбулентностью. Несмотря на то что значительная часть золы и SO₂ попадает в атмосферу вследствие сжигания топлива, причем в летнее время расход топлива значительно меньше, чем зимой, во многих городах наибольшие концентрации этих примесей наблюдаются в теплое полугодие при интенсивном турбулентном обмене (Сонькин, 1968).

Регулярные наблюдения за загрязнением воздуха во многих городах Советского Союза и ряде зарубежных стран позволяют сделать выводы о тенденции изменения концентрации некоторых примесей. За последние годы в некоторых городах принимаемые меры по борьбе с загрязнением привели к заметному снижению загрязнения воздуха, а в значительном числе их несмотря на непрерывный рост промышленности уровень загрязнения примерно сохраняется. Особую роль сыграла централизация и газификация котельных. Еще в конце 50-х и начале 60-х годов это привело к оздоровлению воздушного бассейна Москвы и Ленинграда. Положительно сказалось в Москве и сооружение подземных переходов, из-за чего сокращалось число торможений автомашин. В последнее время отмечалась тенденция в снижении загрязнения воздуха в таких промышленных городах, как Кривой Рог, Иркутск, Череповец. В Челябинске и Магнитогорске положительно сказалось внедрение сероочистки на металлургических предприятиях.

Широко отмечается опыт г. Питсбурга, одного из промышленных центров США с наиболее загрязненным воздухом (Стоктон, 1971). Крупные технологические мероприятия, отказ от использования битуминозного угля для бытового отопления и т. п. привели к тому, что содержание пыли в воздухе здесь сократилось более чем в 5 раз. Если продолжительность времени, в течение которого видимость в деловой части города была меньше 1 км, составляла в 1970 г. 1000 часов, то в 1960 г. — только

75 часов. Несмотря на то что затраты на защиту воздушного бассейна здесь составили 80 млн. долларов, они вскоре окупались.

Опасные лондонские смоги в 1956 г. стимулировали принятие закона, значительно ограничивающего вредные выбросы в атмосферу. В ряде работ отмечается, что введение в действие этого закона уже дало некоторые положительные результаты (Аулисис, 1973, и др.). Заметно снизилась средняя концентрация SO_2 . Общий объем дымовых газов от их источников в Англии уменьшился с 1951 по 1968 гг. почти на 60%, несмотря на рост промышленности за тот же период на 17%. Отмечается, что в центральных районах Лондона примерно на 80% уменьшилась концентрация пыли, а видимость в зимнее время увеличилась почти в 3 раза. Среднегодовая концентрация пыли за 1958—1960 гг. снизилась с 0,18 до 0,07 мг/м³. Если проанализировать данные изменений концентрации пыли в Кью под Лондоном после 1922 г., то на фоне общей тенденции ее убывания эффект закона 1956 г. не проявляется столь четко. Снизились в период с 1962 по 1967 гг. концентрации сернистого газа в Париже, Дюссельдорфе, Кельне и др. Однако в большинстве городов мира и их окрестностях концентрации примесей от года к году нарастают, например, в промышленных районах ФРГ за несколько лет они выросли на 20%. Все чаще и в большем числе городов различных стран наблюдаются смоги.

11.8. Влияние загрязнения воздуха на радиационный и термический режим города. Загрязнение воздуха во многих городах достигло такого уровня, что оно является одной из основных причин отмеченных здесь изменений метеорологического режима (Берлянд и Кондратьев, 1972, и др.).

Для изучения особенностей метеорологического режима городов создается довольно большая сеть внутригородских пунктов наблюдений. Так, в Москве и в 50-километровой зоне Подмосковья имеется более 50 метеорологических станций и постов (Дмитриев, Бессонов, 1969). В Лондоне и его окрестностях имеется 17 метеорологических станций и дополнительно организовано 60 пунктов для измерения 1 раз в сутки температуры и осадков (Чандлер, 1967). В городах СССР на пунктах, где ведутся наблюдения за загрязнением воздуха, измеряется и ряд метеорологических характеристик, которые могут быть использованы для оценки особенностей городского климата. Кроме того, во многих случаях проводятся маршрутные и экспедиционные исследования.

Изменения метеорологических элементов в городе и загрязнение воздушного бассейна нередко усиливают друг друга. Это отчетливо проявляется, например, в процессе образования туманов. В городских условиях туманы возникают чаще, а опасность

связанного с ним загрязнения воздуха возрастает. По мнению некоторых авторов, повторяемость туманов в городах на 10—20% больше, чем на открытой местности. Объясняется это не только повышенным количеством ядер конденсации, которых практически всегда достаточно для образования туманов при условии насыщения влагой воздуха и вне городов, а скорее тем, что городские примеси содержат значительное количество гигроскопических частиц. Конденсация влаги на таких частицах начинается при относительной влажности меньше 100%, в связи с чем возрастает повторяемость туманов.

В гл. 5 рассмотрена теория образования радиационных туманов. Результаты этой главы весьма важны для понимания некоторых особенностей радиационного и термического режима в городских условиях, поскольку сходные процессы развиваются в существующем над городом аэрозольном и газовом облаке. Для аэрозолей свойственно существенное поглощение радиации в «атмосферном окне» — интервале спектра 8—12 мкм, сравнительно прозрачном для водяного пара — основной поглощающей субстанции в чистой атмосфере. Поэтому в городских условиях ночью, хотя, возможно, и в меньшей степени, чем при тумане, происходит поглощение длинноволновой радиации, уменьшающее эффективное излучение земли. Следовательно, ночное выхолаживание в городе происходит слабее, чем за городом. В результате температура приземного слоя воздуха в городе, как правило, ночью выше, а приземные инверсии температуры ослабляются, переходя в некоторых случаях в приподнятые инверсии по схеме, приведенной на рис. 5.2. Аэрозольное влияние на ночное выхолаживание по более упрощенной схеме, основанной на оценке теплового баланса, исследовалось в работах Атвотера (1971). В этих работах получено, что минимум температуры поверхности земли под запыленным слоем должен быть выше на 0,3—0,5°С, чем вне его. Оценки Атвотера также указывают на возможность образования приподнятой инверсии над слоем аэрозоля.

Твердые и газовые примеси в атмосфере оказывают влияние и на солнечную радиацию, поступающую к подстилающей поверхности. По данным ряда авторов, прямая радиация в городах (Париж, Токио, Осака, Будапешт и др.) снижается на 10—20% (Лу, 1971, и др.). Радиация ослабляется прежде всего в интервале спектра, относительно прозрачном для компонент воздуха естественного происхождения. Так, в запыленной атмосфере резко происходит ослабление ультрафиолетовой радиации. В некоторых случаях, особенно зимой, происходит двух-трехкратное ослабление ультрафиолетовой радиации. Видимость в городе уменьшается почти в 2 раза.

В табл. 11.3 приводятся для центра Парижа и его окрестностей данные о процентном соотношении радиации в четырех основных участках солнечного спектра (Морен, 1947).

Таблица 11.3
Спектральный состав солнечной радиации (%)

Местоположение	Интервал спектра			
	ультрафиолетовый	фиолетовый	видимый	инфракрасный
Центр города	0,5	2,5	43	54
Окраина	3,0	5,0	40	52

Ослабляются и в целом потоки солнечной радиации, о чем свидетельствует изменение коэффициента прозрачности или фактора мутности.

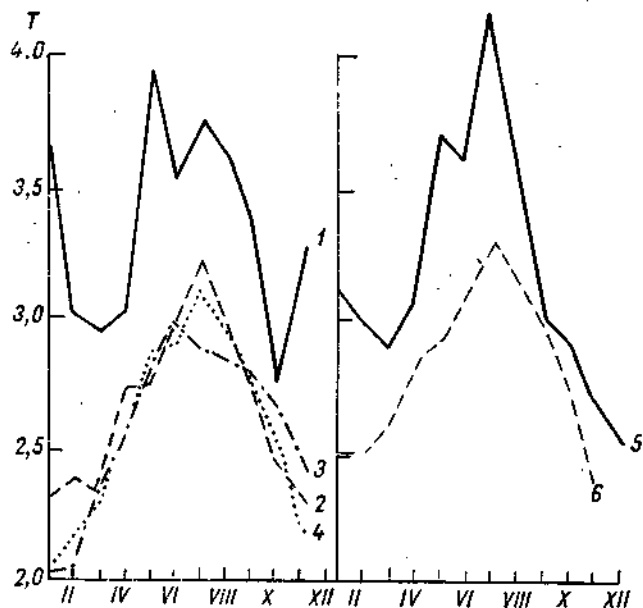


Рис. 11.9. Годовой ход фактора мутности T в Ленинграде (1) и на близлежащих станциях — Воейково (2), Ларьянское (3) и Новониколаевское (4), а также в Москве (5) и ее окрестности — ст. Собакино (6).

На рис. 11.9 приведены данные Русиной (1971), характеризующие годовой ход фактора мутности на городских и загородных метеостанциях. Пивоварова (1968а) получила, что коэффи-

циент прозрачности в городе в среднем на 2—5% меньше, чем в сельской местности, что сопоставимо с соответствующим различием по широте 5—10°. Выявлено заметное различие в прозрачности воздуха в зависимости от распределения зеленых насаждений по городу (Чернавская, 1969).

Согласно оценкам Атвотера (1971), при наличии аэрозольного слоя толщиной в 200 м, характеризующегося коэффициентом ослабления солнечной радиации $0,2 \text{ км}^{-1}$, максимальная дневная температура подстилающей поверхности понижается примерно на $0,5^\circ \text{C}$.

Об особенностях влияния радиационных факторов на суточный ход температуры воздуха можно судить и на основании аналогии процессов теплообмена в условиях городской застройки и в слое растительного покрова. Результаты выполненных расчетов (Берлянд, 1966в) показывают, например, что уменьшение солнечной радиации при наличии растительности и сохранении прочих условий может привести к повышению ночного минимума температуры воздуха в приземном слое на $2\text{—}3^\circ \text{C}$. При этом максимум температуры снижается (но сравнительно мало) в результате усиления турбулентного обмена днем.

При исследовании радиационного режима в городских условиях важно указать и на возможность снижения альбедо подстилающей поверхности в силу большей шероховатости и застройки ее по сравнению с окружающей местностью. К тому же альбедо асфальта составляет всего 10—12%, что обычно ниже альбедо загородной местности. Особенно заметно снижение альбедо в городе при наличии снега. Имеются и обратные эффекты, связанные с тем, что светлые стены зданий иногда могут обладать довольно большой отражательной способностью (до 50—70%). В целом эти вопросы изучены практически весьма мало. Даже в подробных справочниках, по существу, нет данных по альбедо для города.

В табл. 11.4 приведены результаты некоторых эпизодических измерений альбедо подстилающей поверхности с самолета над некоторыми городами США и их окрестностями, полученные Кунгом и др. (1964).

Средние месячные значения альбедо в апреле—сентябре в Будапеште составляют 0,12, а в сельской местности 0,16; в январе — соответственно 0,24 и 0,46.

При расчетах изменения температуры воздуха в дневное время нужно учитывать противоположные эффекты, в зависимости от которых знак этого изменения может быть разным. Возможно, что и днем под аэрозольным слоем температура воздуха несколько возрастает, но в меньшей степени, чем ночью. Принимая во внимание краевые эффекты за счет изменения направления ветра, можно сделать вывод о том, что в центральной части

Таблица 11.4

Значения альbedo города и его окрестностей

Пункт	Местность	Месяц	Альbedo, %
Даллас	Город	Июль	12
	Пригород		16
Лас Вегас	Город	Сентябрь	19—20
	Пустыня		24—27
Блумингтон	Город	Сентябрь	14—16
	Сельская		15

города главным образом ночью температура воздуха должна быть в среднем выше, чем в его окрестностях. Это служит одним из объяснений возникновения «острова тепла» в городах.

Уменьшение отражательной способности подстилающей поверхности ведет к увеличению поглощения радиации, что способствует повышению температуры приземного слоя воздуха. По оценкам Майропа (1969), уменьшение альbedo с 30 до 15% приводит к повышению температуры воздуха в дневное время на 1,5°С.

В табл. 11.5 приведены данные Баха (1970) о радиационном балансе в городе и сельской местности и о его составляющих, нормированных на величину радиационного баланса для сельской местности.

Таблица 11.5

Характеристики влияния города на радиационный баланс и его составляющие

Местность	Радиационный баланс	Суммарная радиация	Отраженная радиация	Эффективное излучение	Противозлучение атмосферы
Сельская	1	1,48	0,28	0,79	0,67
Городская	0,92	1,30	0,20	0,91	0,73

11.9. Остров тепла. Тепловое загрязнение. Разности среднегодовой температуры воздуха в больших городах и окружающей местности составляют около 1°С с отклонением $\pm 0,3^\circ\text{С}$. В дневное время эти разности меньше и сохраняют большей частью положительные значения; в конце ночи они в среднем равны 2°С, но достигают в отдельных случаях 8°С. Следует отметить, что, кроме рассмотренных в п. 11.8, имеются и другие причины повышения температуры воздуха в городских условиях, они связаны с выделением энергии и теплоемкостью зданий, сильнее нагреваемых днем и медленно остывающих ночью. По некоторым оценкам зимой в умеренных широтах уже сейчас сред-

несуточное выделение энергии в результате хозяйственной деятельности в городах сравнимо с притоком тепла за счет солнечной радиации. Например, для г. Шеффилда (Англия) в среднем выделение тепла за счет хозяйственной деятельности составляет около 20% от общего притока солнечной радиации.

Наличие острова тепла в городе можно рассматривать и как тепловое загрязнение, ибо оно связано с газовым и аэрозольным загрязнением воздуха, а также непосредственно определяется термическим воздействием энергетических источников.

Повышение температуры в значительной степени обусловлено и резким уменьшением испарения с подстилающей поверхности в городе по сравнению с окружающей местностью. За этот счет температура воздуха днем в городе должна существенно повышаться. Согласно Майропу (1969), сокращение площади свободно испаряющей поверхности в городе по отношению к его площади с 50% до 0 может вызвать повышение дневной температуры воздуха более чем на 8°С. Однако отсутствие заметных эффектов в дневное время указывает на сглаживающие эффекты, связанные с усилением адвекции и турбулентного перемешивания в атмосфере.

К настоящему времени выполнено довольно много исследований острова тепла, являющегося одним из наиболее характерных признаков городского климата. По этому вопросу имеется обширная литература (Кратцер, 1958; Ландсберг, 1974; Чандлер, 1967; Расторгуева, 1969; Климаты городов, 1970; Огнева, 1971; Оке, 1974). Повышение температуры отмечается в основном ночью при слабом ветре и малооблачной погоде, чаще зимой, чем летом. Уменьшение температурных различий в нерабочие дни недели, когда загрязнение воздуха снижается, а также с увеличением облачности указывает, что ведущим фактором в образовании острова тепла является наличие большого количества примесей в воздухе и вызванные ими изменения радиационного режима. Нанесенные на план города изотермы в среднем сходны с очертаниями его внешних границ, а максимальные температуры нередко совпадают с наиболее плотно застроенной частью города.

Некоторые авторы считают, что интенсивность острова тепла возрастает с увеличением размеров города. Из исследований Митчела (1961), в США за период с 1895 по 1954 г. следует, что с увеличением численности населения в городе интенсивность острова тепла растет. Аналогичные результаты получены по 14 городам Японии с населением не менее 200 тыс. человек за период с 1900 по 1940 г. Однако это положение не всегда подтверждается. Иногда остров тепла в малых городах при ясной погоде ночью проявляется даже более отчетливо. По Чандлеру (1967), его максимальная интенсивность зависит не от

размеров и населения города, а от плотности застройки, увеличение которой на 10% вызывает повышение температуры воздуха на 0,2—0,3°С.

Интересна взаимосвязь между островом тепла и характеристиками туманов. В городе повторяемость туманов больше, но плотность их в среднем меньше, чем за городом. Чандлер отмечает, например, что в Лондоне снижение видимости до 1000 м происходит чаще, чем за городом, а до 40 м, наоборот, реже. (Климаты городов, 1970). Это может быть объяснено тем, что несмотря на указанные выше благоприятные для возникновения туманов условия в городе, здесь имеются и факторы противоположного характера. Так, в центральной части города ночное выхолаживание ниже, чем на открытой местности. На начальной стадии образования тумана этот фактор оказывает меньшее влияние, а на более развитой стадии его влияние становится сильнее. Данный вопрос, однако, еще недостаточно исследован. Имеются указания и на то, что вследствие загрязнения воздуха усиливается интенсивность тумана. В Лондоне, например, после 1956 г., когда был принят закон о чистоте воздуха, число интенсивных туманов понизилось.

Существенно изменяется в городе и вертикальное распределение температуры приземного слоя воздуха. По литературным данным Расторгуева (1969) отмечает, что над преобладающим в городе асфальтовым покрытием разность температур δT на высотах от 0,5 и 1,5 м большей частью положительна как летом, так и зимой. Максимум ее относится к послеполуденным часам, в это время она может достигать 1,0°С и более. В утренние и вечерние часы она часто составляет 0,1—0,2°С. Зависимость δT от степени городского озеленения рассмотрена Раунером и Чернавской (1972).

Измерения на теле- и радиомачтах, а также специальные аэрологические наблюдения, проведенные в последние годы, позволяют сделать ряд выводов о строении пограничного слоя атмосферы над городом. Анализ опытных данных показывает, что при наличии острова тепла температурная стратификация среди застройки до высоты в несколько десятков метров близка к равновесной или слегка неустойчивой в периоды, когда за городом наблюдается инверсия. Следовательно, над городом более вероятно образование приподнятых слоев инверсии. Остров тепла, как отмечено в работе Секигута (Климаты городов, 1970), распространяется в ночное время до уровня, примерно равного 3—4 высотам зданий. Для центральной части Токио, например, этот уровень составляет 100—150 м, для меньших городов Японии — 30—40 м. По наблюдениям в Запорожье (Берлянд и др., 1974а) высота острова тепла оценивается примерно в 150 м. Существует корреляция между интенсивностью острова тепла δT_0

и температурным градиентом в низких слоях воздуха $\frac{\partial T}{\partial z}$. Людвиг (Климаты городов, 1970) установил, например, что

$$\delta T_0 = 1,85 - 7,4 \frac{\partial T}{\partial z},$$

где δT_0 в °С, а $\frac{\partial T}{\partial z}$ в °С/мбар. При этом коэффициент корреляции между δT_0 и $\frac{\partial T}{\partial z}$ равен 0,79.

11.10. Воздушные потоки в городе. Их взаимосвязь с загрязнением воздуха. Для изучения атмосферной диффузии в условиях города важное значение имеют и характеристики динамического возмущения воздушных потоков. На улицах и между зданиями значительно изменяются скорость и направление ветра. Трудно выявить общие закономерности этих изменений, так как они существенно зависят от конкретной структуры города. Одна из характерных особенностей воздушных течений в городе очевидна уже из теории местной циркуляции (Гутман, 1969 и др.). Остров тепла вызывает конвективную циркуляцию, особенно в малоградиентном барическом поле, причем в приземном слое воздуха ветер направлен к центру города, где воздух поднимается. Противотечения на высотах направлены к окраинам города. При наличии острова тепла экспериментально обнаруживаются течения к центру города со скоростями в 1—3 м/с.

Манн (Климаты города, 1970) приводит соответствующие данные для некоторых городов США, Японии и Канады. Он указывает, что над центром города часто отмечаются вертикальные токи, возникающие под влиянием острова тепла и деформации подстилающей поверхности за счет сооружений. Чандлер (1960) отмечает пульсации острова тепла в течение ночи. При этом более холодный воздух с окраин перемещается к центру, если разность температур δT_0 превышает некоторые критические значения $\delta T_{0\text{кр}}$. Оке и Ханнел (Климаты города, 1970) установили и критическое значение скорости ветра $u_{\text{кр}}$, выше которого обычно вообще не наблюдается остров тепла. Так, например, для г. Гамильтона (Канада), имеющего 300 тыс. жителей, они получили $u_{\text{кр}} = 6 \div 8$ м/с. На основе литературных данных для ряда других городов сделан вывод, что $u_{\text{кр}}$ можно приближенно связать с числом жителей в городе N_r как показателем размера города. Оказывается, что

$$u_{\text{кр}} = 3,4 \lg N_r - 11,6.$$

Отсюда, в частности, следует, что для городов с 20—100 тыс. жителей $u_{кр} = 3 \div 5$ м/с.

Многочисленными наблюдениями обнаружено ослабление скорости ветра среди городской застройки. На рис. 11.10 представлена зависимость разности скоростей ветра в Лондоне и в пригородном аэропорту от скорости ветра в Лондоне по данным Чандлера (Климаты городов, 1970). В книге Кратцера (1958) указывается, что при условиях умеренного географиче-

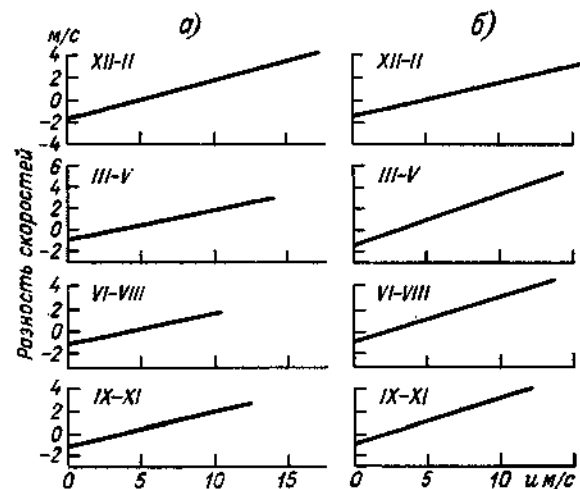


Рис. 11.10. Разность между скоростями ветра в Лондоне и в ближайшем аэропорту в зависимости от скорости ветра (в Лондоне) для различных месяцев.

а — ночь (1 час), б — день (13 часов).

ского ветра ослабление ветра в городе составляет 20—30%. В некоторых случаях ветер в городе может и усиливаться, в частности, за счет сгущения воздушных потоков вдоль улиц.

В связи с многообразием форм городской застройки затруднительно ее натурное обследование, и значительные возможности в преодолении этих трудностей связаны с моделированием в аэродинамических трубах. В п. 6.10 приведены примеры такого моделирования, из которых следует, что вертикальный профиль скорости ветра зависит от типа застройки. При разноэтажных строениях ветер изменяется более резко, чем при равноэтажных. Над домами распределение скорости ветра, как по данным измерений в аэродинамической трубе, так и по результатам натурных наблюдений, сравнительно быстро переходит к профилю ветра, характерному для открытой местности.

Влияние города на трансформацию профиля ветра в соответствии с результатами анализа материалов наблюдений на высотных мачтах проявляется приблизительно как эффект увеличения шероховатости подстилающей поверхности z_0 . Согласно Оке (1969), значение шероховатости z_0 составляет 1,2 м для Ливерпуля и 1,6 м для Токио. Ариель и Ключникова (1960) в результате обработки данных наблюдений за скоростью ветра на телевизионных вышках получили, что z_0 равно 4,4 м для Ленинграда и 4,6 м для Киева. Несмотря на известную нестрогость этих данных, можно заключить, что для города значение z_0 изменяется в пределах от одного до нескольких метров, тогда как для открытой местности z_0 примерно равно 0,01 м.

Секигути (Климаты городов, 1970), анализируя данные наблюдений в Токио, обнаружил наличие максимума скорости ветра на высоте 50—150 м. Такой максимум скорости можно объяснить, рассматривая город в целом как препятствие для натекающих на него воздушных потоков (Горлин и Зражевский, 1968; Берлянд и др., 1970). Манн (Климаты городов, 1970) указывает, что при наличии инверсии температуры в городе могут возникать мезоструи, т. е. усиление ветра до величин, превышающих его географическое значение. Связь между мезоструями и границами инверсий температуры в пограничном слое атмосферы анализировалась Блэкедером (1957) и рядом других авторов (см. п. 4).

Отмеченные особенности в распределении температуры и ветра в городе зависят в определенной степени от загрязнений воздуха и сами оказывают заметное воздействие на распространение примесей. Увеличение повторяемости приподнятых инверсий температуры и слабых ветров в зоне городской застройки, а также туманов ведет к повышению загрязнения нижнего жизнедеятельного слоя воздуха. Направление ветра к центру города при наличии острова тепла способствует переносу примесей с окраин, где располагаются промышленные предприятия. Это, в свою очередь, (в силу отмеченной взаимосвязи) ведет к еще более четкому проявлению различий в метеорологическом режиме города и сельской местности.

В связи с усилением неустойчивости и обилием гигроскопических частиц в городах отмечается и некоторое увеличение осадков. В целом вопрос влияния города на осадкообразование неясен и по нему имеются противоположные точки зрения.

Представляет известный интерес и факт образования внутреннего пограничного слоя над городом. Согласно оценкам Кларка и Макэлроя (Климаты городов, 1970), сделанным по данным наблюдений с помощью вертолетов, в районе города протяженностью 8—10 км развивается пограничный слой высотой до 800 м. Высота этого слоя зимой больше, чем летом.

При наличии температурной инверсии увеличение ее по мере роста размеров города происходит быстрее.

Рассмотренные выше особенности климата города свидетельствуют о том, что он формируется под воздействием большого числа факторов.

В работе Берлянда и Кондратьева (1972) была намечена в общих чертах программа дальнейших исследований метеорологического режима города, необходимых, в частности, для развития модели климатических изменений под влиянием человеческой деятельности. Эта программа наряду с исследованиями состава атмосферы включает также широкий комплекс работ по изучению вертикальных и горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха, скорости ветра, турбулентных характеристик; по определению основных компонент радиационного режима с помощью наземных и самолетных измерений; по изучению условий образования облачности, а также вопросы теории суточных и годовых колебаний основных метеорологических элементов с учетом адвекции и местного воздействия городских условий. Реализации этой программы были посвящены упоминавшиеся в п. 9.2 и 11.6 экспедиционные работы в Запорожье (Берлянд и др. 1974а; Кондратьев и Берлянд, 1974).

11.11. Математическое моделирование загрязнения воздуха в городах. Рассмотренные в предыдущих разделах методы расчета рассеивания примесей в атмосфере большей частью относились к открытой, внегородской местности при наличии сравнительно небольшого числа источников загрязнения воздуха. Возникает, естественно, вопрос, в какой степени они могут быть перенесены на городские условия с учетом наличия застройки и характерных особенностей метеорологического режима. Ответ на него тем более существен, что применение результатов проведенных исследований атмосферной диффузии важно, в первую очередь, для характеристики загрязнения воздуха населенных мест, для оценки и обеспечения чистоты воздуха, необходимой для нормальной жизни населения.

Следует отметить, что многие исследователи и проектировщики используют полученные теоретические выводы относительно распространения примеси в атмосфере формально, без специального обоснования возможности применения их для условий жилых массивов, в частности городских районов. Анализ проведенных теоретических и экспериментальных работ позволяет частично оправдать такой подход, предусматривая учет некоторых городских особенностей метеорологического режима в численной схеме расчета рассеивания примеси. Действительно, на основании полученных результатов исследований можно заключить, что вследствие переноса по горизонтали и интенсивного вертикального обмена воздуха над городом часто создаются

распределения температуры, скорости ветра, а следовательно, и коэффициента турбулентности, близкие к тем, что и на открытой местности. Только в отдельных случаях могут устанавливаться особые условия, неблагоприятные в отношении атмосферной диффузии примесей и требующие специального рассмотрения.

Это позволяет провести приближенный расчет рассеивания примесей в городе (в первую очередь, от достаточно высоких источников) без детального учета городской застройки. В ряде случаев для обоснования подобного подхода можно использовать особенности диффузии примесей от высоких источников. Анализ показывает, что вертикальный профиль концентрации примесей с удалением от источника трансформируется таким образом, что в зоне, где достигается наземный максимум концентрации, примесь распределяется почти равномерно по высоте (см. рис. 2.1 б). Следовательно, если застройка и искажает условия перемешивания, она все же не может привести к значительному перераспределению примеси в этой зоне.

В качестве примера можно сослаться на экспериментальные работы в районе Щекинской ТЭС (см. п. 9.2). Здесь при одних направлениях ветра измерение концентрации примеси, выбрасываемой из труб ТЭС, проводилось в городе, а при других направлениях — в открытой местности. Полученные результаты показывают, что влияние города было несущественным (Берлянд, 1970а, б). Некоторым подтверждением этому могут служить также изложенные Пулером (1966) и др. экспериментальные работы по изучению распространения трассеров в городских условиях, которые проводились в Сент-Луисе (США). Они показывают, что в течение дня дисперсии примеси в горизонтальном и вертикальном направлениях на расстоянии 10 миль от источника трассера над городом и за городом мало отличаются между собой. Только в отдельных случаях они существенно различаются. Так, для малых высот (это следует учесть при расчетах рассеивания выбросов от низких источников) горизонтальные дисперсии несколько больше для города, чем для окружающей местности. Увеличиваются различия в дисперсии примеси до 30—50% в ночное время (Грехем, 1968).

Таким образом, для условий города можно использовать в первом приближении формулы для определения концентрации примеси на ровном месте. С учетом этого обстоятельства при расчетах загрязнения воздуха в городах используется программа для ЭВМ (Грачева и др., 1969) (см. п. 3.9). На рис. 11.11а в качестве примера ее применения представлены результаты вычисления поля концентрации SO_2 от 450 источников одного из крупных городов (Берлянд, 1971б). Выполненные расчеты относятся к неблагоприятным условиям стратификации при

опасной скорости и таком направлении ветра, когда суммарное действие от всех рассматриваемых источников в городе создает

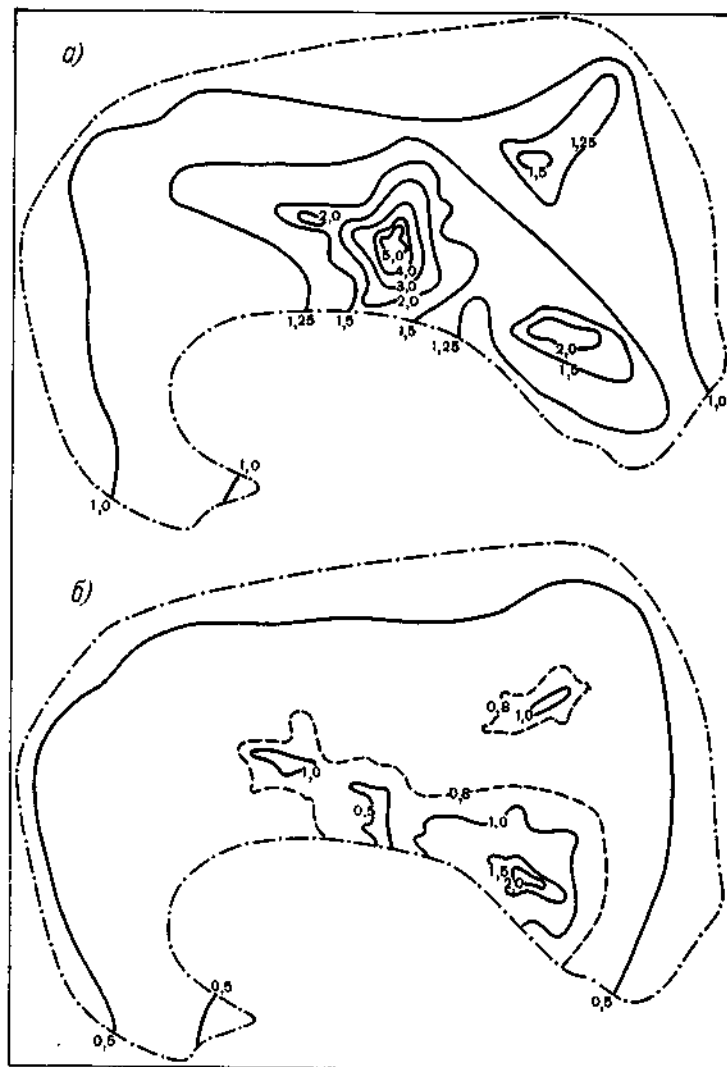


Рис. 11.11. Рассчитанное поле концентрации SO_2 в городе.

Естественно, что построение детального поля концентрации, особенно при неблагоприятных метеорологических условиях, значительно проще осуществить расчетным путем, чем по эмпирическим данным. Можно подобным образом рассчитать и вклад в загрязнение атмосферы только части городских источников, например котельных и ТЭЦ, или отдельных предприятий. Для выполнения таких расчетов важное значение имеет «инвентаризация» всех выбросов (см. п. 7.9). Результаты наблюдений при этом целесообразно использовать в основном для проверки этого поля в отдельных наиболее характерных пунктах города. Расчеты позволяют также оценить ожидаемое загрязнение воздуха вследствие изменения выброса при выносе отдельных источников за пределы жилой застройки. На рис. 11.11б показано, как изменяется поле концентрации примеси, если вынести из города несколько наиболее крупных источников выброса SO_2 . Таким образом, результаты математического моделирования позволяют выработать рекомендации по оздоровлению воздушного бассейна.

Ввиду отмеченной пестроты поля концентрации примеси и недостаточности эмпирических методов его изучения в последнее время значительно усилилось внимание к построению теоретических моделей распределения примеси от многих источников. Для этой цели в основном используются упрощенные подходы. Например, Тарнер (1963), Пулер (1966) и др. разбивают город сеткой на квадраты и для каждого из них производят примерную оценку суммарного выброса вредных веществ. Затем для города рассчитывается суммарная концентрация у земли при условии, что высота источников и их начальный подъем одинаковы для всего города. Лукас (1958), Миллер и Хольцворт (1967), Ханна (1971) и др. рассматривают город как совокупность мелких источников, сравнительно равномерно распределенных по площади. Суммарная концентрация у земли определяется в результате интегрирования по площади выражения для концентрации от точечного источника, расположенного на некоторой средней высоте. Махони и Иган (1972) теоретически исследуют влияние основных метеорологических факторов на концентрацию примеси в городе для оценки концентрации от совокупности автомашин, стилизуя их как плоскостной источник.

В докладах на симпозиуме, посвященном моделированию загрязнения воздуха (Стерн, 1970), приводились результаты вычисления поля концентрации некоторых примесей для ряда городов, в частности для Бремена (Фортак), для Чикаго (Робертс и др.), для Нью-Йорка (Ши и др.). Некоторые общие положения построения математических моделей загрязнения в городах были рассмотрены Гиффордом в Технической записке ВМО

наибольшую степень загрязнения воздуха. Наблюдения подтвердили результаты вычислений как по общему характеру изолиний наибольших концентраций по территории города, так и при установлении зон с максимальным загрязнением воздуха.

(Мани и др., 1972). И в этих работах из-за сложности задачи предложенные схемы расчета основывались пока на использовании весьма упрощенных физических моделей. В них не дается обоснования для возможности определения поля концентрации от отдельных групп источников посредством замены их одним источником, выбора параметров последнего и т. п.

Развитие работ по моделированию процессов загрязнения воздуха в городе с углублением их физической основы и широким использованием ЭВМ в силу сказанного выше представляется весьма перспективным.

12

ПРОГНОЗ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА

12.1. Задачи прогноза. Новое направление в развитии работ по метеорологическим аспектам загрязнения воздуха связано с прогнозом условий, при которых могут достигаться высокие концентрации примеси в приземном слое атмосферы. Следует отметить, что в настоящее время практический интерес представляют краткосрочные прогнозы в пределах суток, а также научно-технические прогнозы на длительные периоды, 10—20 лет и более. Интерес к краткосрочному прогнозу связан, по крайней мере, с двумя обстоятельствами. С одной стороны, во многих городах и промышленных центрах выбросы вредных веществ в атмосферу и концентрации их в воздухе весьма велики. При этом не всегда удается вынести крупные источники загрязнения воздуха далеко за пределы города, а существующий уровень техники не во всех случаях позволяет обеспечить нужную очистку выбросов. Поэтому, естественно, возникает вопрос о возможности уменьшения выбросов в атмосферу хотя бы в сравнительно короткие периоды времени, когда возникает неблагоприятная метеорологическая обстановка и может создаваться опасное загрязнение воздуха в жилых районах. С другой стороны, при проектировании и сооружении новых предприятий не всегда возможно или экономически нерационально из-за необходимости исключительно больших затрат предусматривать столь малый выброс в атмосферу, чтобы абсолютно ни при каких условиях даже изредка наземные концентрации примеси не превышали бы ПДК.

При проектировании предприятий в соответствии с Указаниями по расчету СН 369-67, СН 369-74 учитываются неблагоприятные метеорологические условия, при которых могут наблюдаться высокие уровни концентрации. Например, при выбросах из высоких труб к таким условиям относятся скорости ветра, близкие к опасной, и неустойчивая стратификация. Эти условия достаточно часто наблюдаются в теплое полугодие в дневные

часы при антициклонической погоде. Вместе с тем в весьма короткие периоды времени могут создаваться аномально опасные условия загрязнения воздуха, например, при наличии приподнятых инверсий, расположенных непосредственно над дымовыми трубами, и ослаблении ветра до штиля (см. гл. 4), при которых наземные концентрации примесей резко возрастают. Для того чтобы избежать этого, экономически целесообразно предусматривать не капитальные мероприятия, а эксплуатационные — по кратковременному снижению выбросов в эти периоды.

Очевидно, что метеорологические прогнозы загрязнения воздушного бассейна будут эффективны только тогда, когда имеется реальная возможность регулировать или полностью прекратить вредные выбросы при неблагоприятных условиях. Следует иметь в виду и известные сложности, связанные с разработкой подобных прогнозов. Они заключаются в том, что одни и те же метеорологические условия могут оказывать разное воздействие в зависимости от типа источника, в первую очередь, от его высоты. Так, неустойчивая стратификация в сочетании с опасной скоростью ветра является неблагоприятной в случае высоких источников. В случае низких источников опасными являются сочетания приземной инверсии и штиля, когда наземные концентрации от высоких труб будут малыми. Естественно, имеются источники, для которых опасными являются условия, близкие к равновесным.

12.2. Прогноз загрязнения воздуха от одиночных источников. Целесообразно рассмотреть сначала методику прогноза условий опасного загрязнения воздуха для сравнительно простых случаев, например, когда предприятия сосредоточены в одной части города, а жилая застройка — в другой. Для примера можно указать, что в г. Рустави выбросы от предприятий на жилые кварталы попадают только в 4—8% случаев. Аналогичное положение отмечается в Чимкенте, Сумгаите, Невинномыске. При этом даже указание на ожидаемое направление ветра со стороны предприятий на населенные районы является определенным предостережением. Опасность усиливается при наличии других неблагоприятных условий погоды. Кроме того, в этих случаях практически легче осуществлять меры по сокращению выбросов.

В соответствии с изложенными результатами теоретических и экспериментальных исследований закономерностей распространения примеси выполнены первые разработки прогноза опасных условий загрязнения воздуха от одиночных или группы источников (Берлянд и др., 1972). В качестве исходных данных в них используется значение максимальной концентрации c_m и опасной скорости u_m , которые определяются по параметрам выброса на основании формул, приведенных в главах 3 и 10.

Для ряда действующих предприятий и промышленных комплексов, строительство которых велось до утверждения или без учета современных правил нормирования выброса, величины c_m могут оказаться выше ПДК. Если это превышение значительно, то в случае направления ветра со стороны таких предприятий на населенные районы, на больницы, детские учреждения и др. при опасных скоростях ветра и сверхадиабатическом градиенте создаются неблагоприятные условия для здоровья людей.

Очень важно учитывать при прогнозе такие аномально опасные метеорологические условия, как приподнятые инверсии, расположенные над трубами, сочетание инверсий со штилем в нижнем слое воздуха, туманы, а также топографические условия местности, возможности скопления вредных веществ в пониженных формах рельефа и т. п.

Прогноз метеорологических условий можно давать в соответствии с существующими Руководствами и разработками по краткосрочным прогнозам погоды. В качестве примера можно указать на график для прогноза высоты ночной инверсии по вечерним данным (см. рис. 4.6). Для утреннего времени, учитывая скорость разрушения инверсионного слоя у земли, этим графиком можно воспользоваться для оценки мощности приподнятой инверсии.

В соответствии с результатами гл. 5 можно предсказать образование тумана, трансформацию вертикального профиля температуры и образования слоев приподнятой инверсии. Известен ряд прогностических правил по определению изменения ночного профиля температуры. Для уточнения ожидаемого профиля температуры в нижнем 500-метровом слое полезными являются работы Сонькина (1965, 1966) и др. В них, в частности, показывается, что длительные приподнятые инверсии в холодную часть года формируются главным образом в промежуточных барических полях (между циклоническими и антициклоническими образованиями) при низких температурах воздуха. В теплое полугодие почти над всей территорией СССР (за исключением побережий и орошаемых районов) приподнятые инверсии могут наблюдаться преимущественно в короткие периоды времени после восхода солнца. В ночные часы в подавляющем большинстве случаев отмечаются приземные инверсии. При этом их наличие ночью является достаточным прогностическим указанием на отсутствие инверсий днем по крайней мере в нижнем 500-метровом слое.

Для своевременного оповещения о наступлении опасных условий большое значение имеет оперативное поступление и анализ аэрологической информации, в том числе данных наблюдений на телевизионных мачтах. При этом необходимо систематически анализировать процессы формирования приподнятых

инверсий, штилевых слоев и т. д. Существенным является наличие оперативной сводки данных о концентрациях вредных веществ в воздухе. Возрастание концентраций в неблагоприятной метеорологической ситуации является дополнительным указанием на необходимость подачи предупреждения. Большие возможности здесь связаны с использованием автоматических регистрирующих газоанализаторов.

12.3. Регулирование выбросов. Меры по сокращению выброса в период неблагоприятных условий погоды часто могут проводиться без сокращения производства и без существенных изменений технологического режима. Однако в наиболее опасных случаях, когда создается серьезная угроза здоровью населения, должно предусматриваться необходимое уменьшение выбросов за счет временного прекращения работы некоторых производств, сильно загрязняющих воздух. В настоящее время во многих отраслях промышленности СССР изучаются вопросы регулирования выбросов при опасных метеороусловиях. Уже разработаны первоначальные мероприятия, которые могут быть осуществлены при прогнозе таких условий. К ним относятся: усиление контроля за соблюдением режима производства и работой очистных устройств, сокращение до минимума неорганизованных выбросов, недопущение залповых выбросов, использование резервов более качественного топлива и др. Для отдельных объектов разработаны некоторые специфические мероприятия, связанные с остановкой второстепенных производств с большими выбросами вредных веществ, со смещением во времени технологических процессов и т. д. Так, на некоторых нефтехимических комбинатах в указанные периоды производится перераспределение нагрузки между печами в целях уменьшения выбросов в атмосферу. На титаномagneзиевых заводах предлагается не допускать так называемые проскоки хлора вплоть до остановки хлорирующих агрегатов и прекращать чистку железнодорожных цистерн и аппаратуры. Специфические мероприятия по временному снижению выбросов разрабатываются на некоторых заводах электроламп, медицинских препаратов и др. На ряде ТЭЦ, в частности в Ленинграде, при неблагоприятной погоде переходят к сжиганию газа или малосернистого топлива, а также снижению нагрузки, а в отдельных случаях — к полному отключению котлов, работающих на высокосернистом и многозольном топливе.

Приведенные примеры указывают на наличие значительных возможностей для уменьшения выбросов при опасных метеорологических условиях, а также на существенную эффективность прогнозирования загрязнения воздуха.

12.4. Прогноз загрязнения воздуха от многих источников. Прогноз загрязнения воздуха от многих источников и учет об-

щего загрязнения, создающегося в городах или районах крупных промышленных объектов, выполняется в настоящее время на основе статистических проработок. Используя эмпирический материал наблюдений, устанавливаются корреляционные связи случаев высоких концентраций примеси с определенным сочетанием метеорологических условий. Однако статистические связи между загрязнением воздуха и метеорологическими параметрами не всегда оказываются достаточно тесными, поскольку одни и те же условия погоды могут оказывать разное воздействие в зависимости от параметров и размещения источников.

Эти трудности в значительной степени преодолеваются при одновременном учете влияния ряда факторов на содержание примесей в городском воздухе, а также при использовании обобщенных характеристик загрязнения воздуха в целом по городу. Такие характеристики, составленные по многим наблюдениям в ряде пунктов города за несколько сроков, существенно меньше подвержены случайным колебаниям, чем единичные данные о концентрации. Они отражают вклад в загрязнение воздуха преобладающих источников, а также фоновой городской концентрации, создающейся вследствие перемешивания многих выбросов. В данной связи представляет интерес развитие некоторых из рассмотренных выше статистических методов анализа метеорологических условий при высоких концентрациях примеси.

Работы этого плана в ряде стран основаны главным образом на эмпирико-статистических проработках. В некоторых из них используется метод множественной регрессии. Брингфелт (1971), например, использовал данный метод для прогноза средних концентраций SO_2 по четырем пунктам в Стокгольме в зимнее время года и предложил на этой основе предикторы неблагоприятных условий погоды.

Поскольку исследуемые зависимости носят обычно нелинейный характер, то для прогностических целей не всегда оказывается достаточно эффективным применение методов множественной корреляции. Более перспективным является изучение коэффициентов разложения поля концентраций в городе по естественным функциям (Вавилова и др., 1969; Берлянд и др., 1972б) (см. п. 11.3). В целях исключения случайных эффектов при этом следует производить некоторое осреднение коэффициентов по времени и нормирование измеренных величин концентраций на их значения за достаточно большой период. Исследование первых членов разложения, определяющих влияние совокупности действующих факторов, служит основой такого статистического прогноза загрязнения воздуха.

Как было отмечено в гл. 11 целесообразно установить характеристики условий, при которых концентрации примесей могут

значительно повышаться на большей части пунктов наблюдения в городе. Такие условия в меньшей степени зависят от режима выбросов и в основном определяются метеорологическими факторами. В работах Сонькина (1971, 1974) с этой целью введен параметр $p' = \frac{m}{n}$, где n — общее число наблюдений в го-

роде за данный день, m — количество случаев за данный день на всех пунктах города с концентрацией $q > 1,5\bar{q}$, где $\bar{q}$ — средняя концентрация за данный сезон прошлого года с учетом изменений загрязнения воздуха в текущем году. Величина p' определяется как по отдельным примесям, так и по их группе. Рекомендуется параметр p' рассчитывать для городов, где число стационарных пунктов не менее трех, а число наблюдений за отдельные дни не менее 20.

Параметр p' позволяет приближенно избежать учета характеристик выброса в городе и связать степень загрязнения воздуха в основном только с метеорологическими факторами. По своему смыслу величина p' близка к первому коэффициенту разложения поля концентраций на естественные функции. В общем случае значения p' изменяются от 0 до 1. Если выделить три градации значений p' : пониженные ($< 0,20$), относительно повышенные ($0,2 \leq p' \leq 0,35$) и высокие ($> 0,35$), то по данным наблюдений в 10 городах СССР за 2—4 года повторяемости этих градаций соответственно составляют 54, 34 и 12%.

Предиктант p' на основании статистической обработки связывается с предикторами: скоростью ветра, показателями устойчивости атмосферы и др. Анализ показывает, что повышенное загрязнение воздуха для города в целом наблюдается в течение нескольких дней подряд. Поэтому величина p' для данного дня существенно зависит от значения p'_0 за предыдущий день. Если наблюдалось пониженное загрязнение воздуха, то только в 10% случаев можно ожидать, что на следующий день оно существенно увеличится.

Нередко загрязнение воздуха по городу в целом определяется действием большого числа низких источников, на фоне которых проявляется влияние мощных выбросов примеси от отдельных сравнительно высоких труб. Поэтому величина p' прежде всего зависит от условий, определяющих распространение примеси от низких источников. К таким условиям большей частью относятся ситуации застоя воздуха, представляющие собой сочетание штиля и устойчивой стратификации. Однако в случаях преобладающего выброса на высоких уровнях наибольшие загрязнения часто наблюдаются при скоростях ветра 3—5 м/с. Сонькин (1974) на основании статистического анализа обширного материала наблюдений приводит некоторые прог-

ностические признаки повышенного загрязнения воздуха (при $p' > 0,35$) и их оправдываемость в различных городах СССР примерно по 100 случаям. К ним, в частности, относится наличие застоя в ночные и утренние часы, когда в предшествующий день $p'_0 > 0,3$. Оправдываемость данного признака около 70%. В ситуации, когда скорость ветра составляет 3—6 м/с, днем отмечается неустойчивая стратификация, а вечером застой, $p'_0 \geq 0,15$, оправдываемость прогноза повышенного загрязнения примерно 60%. Относительно пониженное загрязнение воздуха ожидается при скоростях ветра больше 5—6 м/с, а также после выпадения умеренного или сильного дождя. Прогностические правила рекомендуется уточнять для конкретных условий отдельных городов.

Для изучения метеорологических условий загрязнения воздуха по материалам ряда городов СССР проводятся разработки на основе метода распознавания образов (Генихович и др., 1973), а также применяются более простые способы анализа информации (Сонькин, 1971; Берлянд, 1972б).

При использовании метода распознавания образов результаты наблюдений за степенью загрязнения воздуха и метеорологические характеристики разбиваются на группы, соответствующие различным уровням загрязнения воздуха. С этой целью величины характеристик в отдельном комплексе (ситуации) $x_1, \dots, x_n$ рассматриваются как координаты точки x в N -мерном пространстве. Данные о концентрации примеси и относящиеся к ним ситуации группируются так, чтобы, например, выделить большие (I), средние (II) и малые (III) значения концентраций. Для каждой из групп, состоящей из M_i ситуаций, определяется центр тяжести i -той характеристики x_i и средняя дисперсия σ_i^2 . Например, для I группы

$$x_i^I = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^{M_I} x_{ij}^I \quad \text{и} \quad \sigma_i^I = \frac{1}{M_I} \sum_{j=1}^{M_I} (x_{ij}^I - x_i^I)^2.$$

Затем конкретный комплекс характеристик, рассматриваемый как набор предикторов, используется для определения группы, к которой можно отнести прогнозируемую ситуацию. Для каждой конкретной ситуации, характеризуемой в фазовом пространстве точкой y с координатами $y_1, y_2, \dots, y_N$, определяется расстояние до центра тяжести группы I

$$p_I = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - x_i^I}{\sigma_i^I} \right)^2.$$

Аналогично находится расстояние до групп II и III, т. е. и p_{II} и p_{III} . Ситуация y относится к той группе, расстояние до которой минимально.

Подготовительный этап работы (обучение) состоит в указанной группировке и получении характеристик групп «образов». Собственно прогноз заключается в определении расстояния до групп, а предсказание степени загрязнения воздуха — в установлении группы с минимальным расстоянием до ожидаемой ситуации. Заключительный этап — проверка прогноза — определяется как «экзамен».

Данный метод применялся для анализа материалов наблюдений за несколько лет в ряде городов. При этом отдельно рассматривались случаи наблюдений в первую половину дня (от 6 до 12 часов) и во вторую половину (от 15 до 21 часа) в целях исключения суточного хода предикторов. К группам I, II и III относились соответственно случаи с $p' > 0,25$, $0,15 < p' < 0,25$ и $p' < 0,15$. В качестве предикторов принимались следующие характеристики: p'_0 , скорости ветра на уровне флюгера и на высоте 500 м, разность между температурами на уровне земли и 500 м, температура воздуха у земли и направление ветра на уровне флюгера. При экзамене оправдываемость прогноза определялась отношением количества правильных прогнозов для элементов рассматриваемой группы к общему количеству прогнозов. При трех группах оправдываемость абсолютно случайного прогноза составляет 33,3%. Для городов Чита и Красноярск «обучение» проводилось по материалам наблюдений за декабрь—февраль 1967-68 и 1968-69 гг. Прогнозирование осуществлялось за тот же период и, кроме того, по независимым данным для Читы для тех же месяцев 1969-70 г. Оказалось, что оправдываемость с учетом всех предикторов по группам I, II и III составляла соответственно 65, 61 и 76%, а без учета предиктора p'_0 — 48, 58, 50%. Для Красноярска с учетом всех предикторов оправдываемость составляла 86, 72 и 71%, а без учета p'_0 — 70, 56, 65%. Учет некоторых дополнительных условий позволил повысить общую оправдываемость прогноза на 5—7%.

12.5. Прогноз потенциала загрязнения воздуха и высоты перемешивания. Ряд прогностических правил устанавливается на основе сравнительно простых статистических проработок. В США для этой цели широко используются рассмотренные выше работы по потенциалу загрязнения воздуха и высоте слоя перемешивания L_0 , значения которых предсказываются синоптическими методами. Так, согласно Нимайеру (1960), значительное загрязнение воздуха на ближайшие 36 часов предсказывается при антициклонической погоде и при скорости ветра в приземном слое менее 4 м/с, а на уровне поверхности 500 мб — около 12 м/с.

Величина L_0 прогнозируется для дневного и утреннего времени. В первом случае (см. п. 10.11) она устанавливается как

уровень, где пересекаются линии стратификации утреннего зондирования и сухая адиабата, проведенная через точку ожидаемого приземного максимума дневной температуры. Во втором случае делается то же самое, но сухая адиабата проводится через точку, соответствующую $T_{\min} + \Delta T_r$, где $T_{\min}$ — минимальная температура воздуха у земной поверхности за городом, а ΔT_r — разность температуры в городе и его окрестностях принимается в среднем равной 5°С. В утренние часы значение L_0 существенно меньше, чем днем, а выбросы от автомашин в это время наибольшие. Поэтому утром следует ожидать и наибольших значений концентрации первичных примесей, непосредственно содержащихся в автомобильных выхлопах. Вскоре после полудня высота L_0 максимальна и для первичных примесей можно ожидать минимальных концентраций. Однако в это время достигает максимума интенсивность образования вторичных примесей в процессе фотохимических реакций, происходящих под влиянием солнечной радиации.

Кроме высоты слоя перемешивания L_0 , предсказывается также средняя скорость ветра в данном слое $\bar{u}_0$. Высокий потенциал ожидается в случаях, когда в день прогноза и на следующий день утром $L_0 < 500$ м, $\bar{u}_0 \leq 4$ м/с. Американская методика прогноза высоты слоя перемешивания проверялась на материале 10 станций в Японии, причем вычисленные и наблюдаемые значения L_0 удовлетворительно согласовывались в 80% случаев (Мак-Кормик, 1970).

По величинам L_0 и количеству выбросов примеси в атмосферу M (в г/(м²·с)) при использовании простейшей модели «ящика» весьма грубо оценивается ожидаемая концентрация q с помощью формулы

$$q = \frac{Ml'}{2L_0\bar{u}_0},$$

где l' — средняя протяженность города.

В США налажен оперативный прогноз о возможном образовании синоптических ситуаций, неблагоприятных для рассеивания примеси на ближайшие 12—36 часов. С 1955 г. в Калифорнии введена система «дымовых тревог», которые объявляются в зависимости от величины концентрации ряда примесей. По сигналам этих тревог возможно приостановление работ отдельных предприятий и движения транспорта, отмена массовых мероприятий на открытом воздухе, например спортивных.

Ливит и др. (1971) указывают, что после 1962 г. в ФРГ была организована метеорологическая служба предупреждения об опасных условиях загрязнения атмосферы. Она установила две степени опасности в зависимости от ожидаемой концентрации

сернистого газа. К первой относились случаи, когда концентрации достигают $2,5 \text{ мг/м}^3$, к второй — 5 мг/м^3 . В этих случаях требовалось снижение выбросов от предприятий и автотранспорта. Предложения по оперативному регулированию выбросов в зависимости от метеорологических условий для предприятий Северо-Чешского буроугольного бассейна рассматривались Манзаром (1972).

12.6. Результаты прогноза. В настоящее время в ряде городов (Дзержинске, Запорожье, Ангарске, Волжском, Саранске и др.)

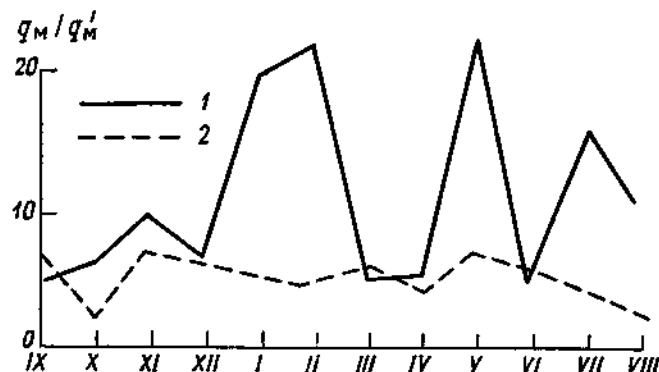


Рис. 12.1. Изменение относительного максимума концентрации окислов азота в течение года до прогноза загрязнения воздуха (1) и после прогноза (2).

осуществляется оперативное прогнозирование загрязнения воздуха от отдельных промышленных предприятий в соответствии с изложенными в пп. 12.1—12.4 методами, включая уменьшение вредных выбросов в периоды неблагоприятных метеорологических условий. В работе Берлянда и др. (1972) приводятся некоторые из полученных результатов.

Заметное снижение загрязнения воздуха отмечается в г. Дзержинске после организации прогнозирования. Это видно, например, из рис. 12.1, на котором приведено отношение величин максимальных концентраций окислов азота за месяц q_m к значению максимума концентрации q'_m накануне периода прогнозирования. Кривые даны до перехода к прогнозу загрязнения воздуха (1966—1968 гг.) и в течение периода, когда такие прогнозы проводились (с сентября 1968 г. по август 1970 г.). Во втором периоде по сравнению с первым величины максимальных концентраций снизились в несколько раз. Особенно заметно снижение максимумов концентраций в отдельные месяцы. Это связано с тем, что воздействие на выбросы проводится в наиболее неблагоприятные периоды, когда создаются условия для возник-

новения высоких концентраций. Средние концентрации при этом уменьшаются в меньшей степени, однако их снижение также имеет место.

В Дзержинске средние концентрации хлора уменьшились после начала работ по прогнозированию примерно в 2 раза. В Ангарске начиная с 1971 г., когда начато предупреждение промышленных предприятий о неблагоприятных метеорологических условиях, среднее содержание в воздухе SO_2 , NO_2 , H_2S и фенола снизилось примерно в 1,5 раза по сравнению с предшествующими годами. В Саранске благодаря мерам, принимаемым при неблагоприятных метеорологических условиях, средние концентрации ртути и свинца в воздухе уменьшились на 20—30%, а максимальные концентрации ртути — в 2 раза. В Омске максимумы концентраций SO_2 после начала прогнозирования снизились за год в 2 раза.

По заключению ряда управлений Гидрометслужбы, оправданность прогноза опасного загрязнения составляет 80—90%, что соответствует оправданности общих прогнозов погоды. Существенно при этом отметить, что в тех городах, где организована передача предупреждений на промышленные предприятия, контроль за загрязнением воздуха заметно усилился, повысилось внимание к вопросам защиты воздушного бассейна. В результате наряду с временным снижением выбросов в отдельные периоды принимаются и долговременные меры для обеспечения чистоты атмосферы.

Положительные результаты прогнозов отмечены в некоторых других странах. Так, в ряде американских городов проводилось регулирование сжигания твердого топлива с учетом прогноза характера атмосферного рассеивания (Визерли, 1972). В части из них с мая 1970 г. по январь 1971 г. не хватало малозольного топлива, необходимого для использования при прогнозе неблагоприятных условий. В результате концентрация пыли (зола) в этих городах увеличилась, а концентрация сернистого газа изменилась сравнительно мало.

Для прогноза и его проверки важное значение имеет определение тенденции фактического загрязнения воздуха вблизи источников выброса. Существен также непосредственный контроль за выбросами из труб. Например, Михелис (1972) описывает опыт эксплуатации оптического прибора для регистрации количества золы, выбрасываемой из дымовых труб. Прибор одновременно осредняет величины выбросов за различные периоды времени. В случае когда превышает допустимый выброс золы, производится автоматическое прекращение выброса.

При оценке статистико-эмпирических методов прогноза загрязнения воздуха в городах следует учесть, что оно обусловлено действием большого числа факторов, а интервал наблюдений

ограничен. Поэтому применение наиболее современных способов статистического анализа не всегда достаточно и для повышения их эффективности нужно выяснить влияние ряда главных факторов на основании физических соображений, как это, например, сделано в предыдущих главах. Следует также указать, что метод прогноза загрязнения воздуха, естественно, не является радикальным средством защиты воздушного бассейна. В перспективе он должен использоваться в сравнительно редких случаях аномально опасных метеорологических условий. В других случаях он допустим только как временная мера, пока не будут осуществлены более постоянные мероприятия для обеспечения необходимой чистоты воздуха.

12.7. Научно-технические принципы прогноза на длительные сроки. Значительное внимание в последние годы привлекается к научно-техническим оценкам ожидаемых на ближайшие десятилетия изменений загрязнения воздуха в городах и промышленных центрах. При таких оценках, как правило, следует исходить из среднеклиматических характеристик распространения примеси в случае неблагоприятных условий года. Тогда ожидаемое загрязнение атмосферы будет связано только с количеством выбросов, высотой источников и размещением их по территории.

Для отдельных городов и крупных промышленных районов оценка выбросов в настоящее время производится по суммарным показателям выработки продукции, расхода топлива с учетом сернистости, зольности и др. Она может быть выполнена в соответствии с положениями об инвентаризации выбросов, рассмотренными в п. 7.9. Такие оценки уже сделаны для ряда стран как за прошедшие годы, так и на перспективу. В СССР ежегодная суммарная добыча угля, нефти, газа, торфа и др. превышает 1 млрд. т условного топлива. Нужно учитывать, что топливные запасы по стране рассредоточены весьма неравномерно. Более 85% почти всех разведанных ресурсов топлива сосредоточено в Сибири и на Дальнем Востоке (Помоус, 1971). Существенно, что сибирские угли обладают наименьшей сернистостью, не превышающей 0,5%.

С развитием индустриализации количество выбросов в атмосферу быстро возрастает. В табл. 12.1 приведены суммарные выбросы SO_2 , NO_x и пыли от стационарных источников загрязнения воздуха в различных странах по данным Отчета об источниках (1973).

Общее количество топлива увеличится с 1867 млн. т в 1968 г. до 3462 млн. т условного топлива в 1980 г. Отмечается также, что для сохранения к 1980 г. выбросов на уровне 1968 г. требуется для указанных стран предусмотреть капитальные затраты в пределах от 5,8 до 15,6 млрд. долларов в год и эксплуа-

Таблица 12.1

Выбросы вредных веществ (в млн. т) в 1968 и 1980 гг.
(без дополнительных мероприятий по их сокращению)

Страна	Сернистый газ		Окислы азота		Пыль	
	1968 г.	1980 г.	1968 г.	1980 г.	1968 г.	1980 г.
США	25,4	51,7	9,0	16,0	9,0	73,3
Англия	5,7	6,0	1,0	1,2	1,4	—
Япония	4,0	14,0	1,0	3,4	1,9	6,5
ФРГ	3,2	5,4	1,3	1,9	1,0	0,8
Италия	1,9	4,0	0,4	1,1	0,1	0,3
Франция	1,6	3,2	0,5	0,6	0,3	0,2
Канада	1,2	1,5	0,3	0,6	—	—
Испания	0,9	2,6	0,2	0,5	0,2	0,4
Бельгия	0,8	1,2	0,18	0,23	0,10	0,07
Голландия	0,7	0,9	0,2	0,4	0,12	0,04
Швеция	0,5	1,1	0,1	0,2	0,02	0,04
Дания	0,4	0,5	0,09	0,15	0,02	0,03
Австрия	0,3	0,4	0,08	0,10	0,08	0,07
Финляндия	0,2	0,4	0,1	0,2	0,02	0,04
Греция	0,2	0,8	0,04	0,12	0,01	0,06
Турция	0,2	0,6	0,1	0,3	0,5	0,6
Всего	47,2	94,3	14,7	27,0	14,9	83,0

тационные расходы от 2,2 до 4,2 млрд. долларов в год. Важным фактором, благоприятно влияющим на территории СССР, является все более широкое использование угля и нефти из восточных областей страны.

При оценке ожидаемого загрязнения воздуха, кроме количества выбросов, как указывалось выше, нужно принять во внимание высоту и размещение источников в соответствии с результатами, полученными в гл. 10. Можно также использовать материалы статистических проработок, представленные в гл. 11.

Известно, что за период с 1870 по 1960 г. население городов мира с населением более 100 тыс. человек увеличилось примерно в 3 раза, а число городов с населением более 500 тыс. человек возросло с 83 до 234. В Советском Союзе каждые 10 лет возникает 200—300 новых городов. Примерно 60% общего количества городов СССР, в которых проживает 35% городского населения, выросло после 1917 г. (Лаппо и Пивоваров, 1971).

Анализ данных наблюдений показывает, что в городах с населением свыше 500 тыс. жителей в среднем в 1,5—2 раза выше концентрации наиболее распространенных ингредиентов, чем в городах с населением 100 тыс. человек. В городах с металлургической и нефтеперерабатывающей промышленностью

средние концентрации сернистого газа в 2—3 раза больше, чем в других городах примерно такого же размера. Концентрации SO возрастают в 2—4 раза при увеличении числа автомашин в городе от 10 до 50 тысяч (Берлянд, 1974). Аналогичное положение отмечается и в США в отношении роста содержания свинца в воздухе с увеличением количества бензина, расходуемого автотранспортом. Так, по данным 35 измерительных станций концентрации свинца возросли примерно от 1 до 3 мкг/м^3 при соответствующем увеличении ежегодного расхода бензина от 3 до 10 млрд. л.

Использование установленных корреляционных связей позволяет приближенно судить об ожидаемом уровне загрязнения воздуха в ближайшие десятилетия в зависимости от промышленных объектов и транспорта.

13

МАКРОМАСШТАБНЫЕ ЭФФЕКТЫ И ТЕНДЕНЦИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

13.1. Общие характеристики. С развитием промышленности и транспорта зона загрязнения атмосферы значительно расширяется и отмечаются определенные макромасштабные эффекты. Уже сейчас говорят о некотором глобальном увеличении фоновых концентраций ряда ингредиентов. Принимая во внимание тенденцию к увеличению выбросов в атмосферу, интерес к этим вопросам в существенной степени вызывается проблемами будущего (Зингер, 1970; Мак-Кормак, 1971; Федоров, 1972; Израэль и Теверовский, 1971; Герасимов и Будыко, 1974, и др.).

Загрязнение атмосферы весьма неравномерно. Основная масса выбросов вредных веществ сосредоточивается в сравнительно небольших зонах городов и их окрестностях. Распространение примесей за пределами городов изучено сравнительно мало. Некоторые результаты в этом плане обобщены в работах Зидиска и Велдса (1973), Манна и Болина (1971) и др. Например, загрязнение воздуха от Лондона обнаруживалось в 50—80 км от города. Влияние крупных промышленных центров проявляется в основном до расстояния 50—100 км. Существенные концентрации ^{41}Ar , поступающего из трубы Брукхенского реактора в Нью-Йорке, обнаруживались и на расстоянии более 150 км. Отмечен перенос CO от промышленных районов вблизи Великих озер в США до Гренландии. При ветре со стороны Рурской области среднемесячные концентрации SO_2 в небольшом городке Эйдохене, расположенном в 100 км от нее, часто увеличивались более чем в 3 раза. Возрастание числа ядер конденсации с подветренной стороны от крупных городов прослеживалось до 200—300 км (Беляшова и др., 1964). Как правило, концентрации примесей довольно быстро убывают с удалением от города.

Хотя в глобальном масштабе отмеченные расстояния переноса примесей невелики, но для густонаселенных частей

континентов они уже сейчас достаточны, чтобы выбросы на территории одних стран наносили ущерб соседним странам. Понятно, что для распространения примесей воздушными течениями государственных границ не существует. Известны примеры повреждения лесов и сельскохозяйственных культур в пограничных районах ряда стран Европы и Южной Америки промышленными выбросами соседних государств. Нужно еще иметь в виду увеличение загрязнения воздуха от совокупности городов за счет наложения примесей от каждого из них.

Когда говорят о глобальном загрязнении атмосферы, то в значительной степени внимание привлекается к содержанию примесей на больших расстояниях от промышленных центров, которое пока еще мало и может рассматриваться как фоновое загрязнение. Вне населенных зон даже такие распространенные газы, как CO и SO₂, экспериментально обнаружены совсем недавно (около 25 лет тому назад), для чего потребовалась совершенная измерительная техника.

Сейчас только высокоточные инструментальные методы позволяют обнаружить распространение примесей вдали от городов, и прежде всего это относится к особо стойким во времени веществам. Мурацуми и др. (1967) указывают, например, на десятикратное увеличение содержания свинца в пробах льда, взятых в Гренландии в середине прошлого века и в шестидесятых годах нашего столетия. Рябчиков (1974) отмечает, что за 25 лет применения ДДТ даже в Антарктиде его выпало вместе со снегом почти 2500 т. Частицы ДДТ здесь обнаружены в печени пингвинов. Недавно установлено, что в атмосфере над Тихим океаном постоянно содержатся пары ртути (Юнге, 1972).

В настоящее время принимается, что сухая атмосфера состоит в основном из N₂ — 78,09%; O₂ — 20,95%; Ar — 0,93% и CO₂ — 0,032%. Содержание остальных компонент атмосферы изменяется в пределах от $2 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-8}\%$ (Мак-Кормак, 1971). К ним относится ряд инертных газов (Ne, He, Kr, Xe), а также соединения азота, углерода, H, O₃ и SO₂. Их объемное содержание в атмосфере обычно определяется в частях на миллион (чнм). К постоянным составляющим атмосферы относят также водяной пар и аэрозоли.

На рис. 13.1 представлено вертикальное отношение смеси (в % к весу) для ряда веществ в атмосфере по Мак-Кормаку (1971).

Существенным фактором глобального загрязнения является время жизни атмосферных примесей. От него в значительной степени зависят и масштабы их распространения.

Некоторые газы мало взаимодействуют с другими составляющими атмосферы и их время жизни весьма велико. Значительная часть газовых примесей под влиянием химических и фо-

тохимических реакций переходит в аэрозоли, и это существенно сокращает продолжительность их существования в атмосфере. Время жизни аэрозолей в основном зависит от дисперсности частиц, определяющей скорость выпадения их на поверхность Земли. Ниже будут рассмотрены характеристики наиболее распространенных примесей с учетом возможного их воздействия на окружающую среду.

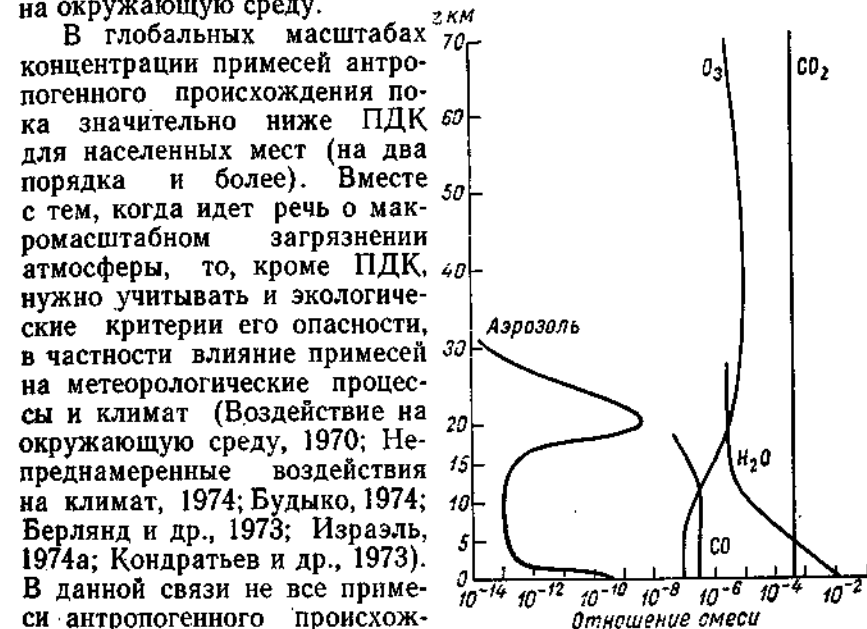


Рис. 13.1. Вертикальное распределение отношения смеси для различных примесей (в долях единицы по весу) в атмосфере.

тоxicеских веществ с кумулятивными свойствами и большой продолжительностью жизни опасность может быть связана с ростом содержания CO₂ и аэрозолей.

При рассмотрении глобального загрязнения воздуха отдельными примесями важно также учесть соотношение между вкладами природных процессов и результатов хозяйственной деятельности. По общей сумме примесей в настоящее время характерно преобладание естественных источников. Для некоторых соединений антропогенные вклады примерно такие же, как от естественных источников, а в некоторых случаях значительно больше.

13.2. Распределение сернистых соединений. К наиболее распространенным вредным ингредиентам относится сернистый газ,

являющийся основным вредным продуктом сгорания топлива. Мощность его источников, обусловленная только хозяйственной деятельностью, достигает, по некоторым оценкам, почти 150 млн. т/год (с погрешностью примерно 30%). Это количество со временем быстро увеличивается. С 1905 по 1965 г. общая сумма выброса SO_2 в атмосферу возросла в 4 раза. В США за 1971 г. выбросы SO_2 составили 33 млн. т, из них примерно 26 млн. т за счет сжигания топлива в стационарных источниках (Качество среды, 1973).

На северное полушарие приходится около 93% всех выбросов в атмосферу, да и здесь они в основном относятся к материкам в зоне 30—60°. Вне промышленных областей концентрация SO_2 резко падает до фоновых значений (5—10 мкг/м³ на суше и 1—3 мкг/м³ и менее над океанами). По данным измерений Георгии и Витце (1971), на высоте 3—4 км различия в концентрации SO_2 над Европой и океаном, а также в зависимости от широты исчезают. Выше 2 км не отмечаются и сезонные колебания концентрации SO_2 .

Продолжительность жизни SO_2 в атмосфере сравнительно невелика, так как в результате каталитических, фотохимических и других реакций происходит его окисление и превращение в сульфаты. Особенно интенсивно протекают такие реакции в промышленных районах, где этому способствуют почти постоянно присутствующий аммиак и некоторые другие примеси. Здесь время жизни SO_2 может составлять лишь несколько часов (Георгии и Витце, 1971). Однако часто выбросы SO_2 за такой период времени выносятся за пределы района с сильно загрязненным воздухом. В более чистом воздухе время жизни SO_2 оценивается в 2—3 недели (Юнге, 1972).

Сернистые соединения в большом количестве возникают и в результате трансформации сероводорода (H_2S), время жизни которого составляет около двух суток. Основным источником H_2S являются естественные процессы (разложение органических веществ и др.). Мощность этих источников оценивается в 100 млн. т/год, тогда как в результате человеческой деятельности количество поступающего в атмосферу H_2S в 30 раз меньше.

Из естественных источников SO_2 и H_2S определенное внимание привлекают вулканы (Лэмб, 1971). Юнге (1965) указывает, что наши знания недостаточны для каких-либо выводов о глобальной роли вулканических выбросов, что в значительной степени обусловлено трудностями их определения. В данной связи можно отметить начатые работы по изучению выбросов этих газов из вулканов Камчатки (Берлянд и Шилин, 1971; Берлянд и др., 1974г). На вертолете измерялись концентрации SO_2 и H_2S вблизи действующего вулкана Карымский

Поскольку прямые измерения выбросов из вулканов невозможны, то использовались предложенные нами формулы для расчета их по распределению концентрации, указанные в п. 7.9. В результате обработки данных выброса SO_2 составляла около 7 т/ч, а H_2S — примерно 700 кг/ч. Если учесть, что исследуемый вулкан действовал в общей сложности около 1 часа в сутки, то от него поступало SO_2 за сутки примерно в 100 раз меньше, чем от ТЭС средней мощности. Выбросы H_2S , хотя и меньше, чем SO_2 , оказываются сравнимыми с выбросами крупных заводов искусственного волокна, которые являются наиболее мощными источниками выброса сероводорода.

В ряде работ сейчас привлекается внимание к географическому распределению сернистых соединений. В Шведском отчете для ООН (1971) подсчитано отношение выпадений серы к ее выбросам, определенным по количеству сернистого газа, образующегося при сжигании топлива. Для Норвегии и Северной Швеции это отношение составляет 120—250%, тогда как для группы промышленных стран Западной Европы оно значительно меньше 100%. Например, для Англии и Голландии такое отношение равно 10—20%, а для ФРГ, Франции и Дании 20—45%. Отсюда следует вывод, что в государствах этой группы выбрасывается гораздо больше серы, чем выпадает на их территории, следовательно, остальное количество ее переносится в соседние страны, в частности в Скандинавию. Указанные оценки, однако, как отметил Эрикссон, не являются достаточно полными, поскольку не учитывают естественных источников серы, которые должны давать существенный вклад и для Скандинавии.

13.3. Содержание в атмосфере соединений углерода и азота. Одной из наиболее распространенных примесей является окись углерода (CO). Выбросы ее в атмосферу в результате хозяйственной деятельности оцениваются в 200—400 млн. т/год, из них около 80% относят за счет автотранспорта. Только в США выбросы окиси углерода в 1971 г. составили 100 млн. т, в том числе 78 млн. т от транспорта и 11 млн. т от промышленности (Качество среды, 1973).

Первые результаты обработки измерений CO на кораблях над Тихим океаном позволили выявить общий характер его меридионального распределения (Робинсон и Робинс, 1971). Максимум CO отмечается на 50° с. ш., а минимум — на 50° ю. ш. Принимая эти наблюдения за характерные для нижней тропосферы, можно получить, что средние концентрации CO здесь составляют 0,1 чнм, причем в северном полушарии около 0,15 чнм, а в южном — примерно 0,05 чнм. При полетах в верхней тропосфере пока не обнаружено различий в распределении

СО над северным и южным полушариями. В стратосфере концентрация СО в 30—50 раз меньше, чем в тропосфере (см. рис. 13.1). Этот факт не получил пока достаточного объяснения. В ряде работ связывают уменьшение СО с фотохимическими реакциями.

Для СО характерно большое время жизни. Некоторые исследователи приводят для него значения, существенно различающиеся между собой — от нескольких десятков дней до десятилетий. По соотношению между средней концентрацией на земном шаре и глобальными выбросами время жизни СО оценивается в 2—5 лет. Оценки показывают, что при таком времени жизни концентрации СО должны были бы возрасти на 0,05 чм/год. Однако измерения не подтверждают подобного роста. Поэтому должны иметься существенные стоки СО, которые пока мало изучены. В частности, некоторый сток должен происходить в стратосферу, где концентрация СО мала. Сток в океаны вряд ли играет большую роль, поскольку обычно их поверхностные слои воды пересыщены СО. Так, в верхнем слое Атлантического океана СО в десятки раз больше, чем в атмосфере.

До настоящего времени считалось, что СО имеет в основном (примерно $\frac{2}{3}$ его общего содержания) антропогенное происхождение. К совершенно иным результатам пришли в Аргонской национальной лаборатории (США) (Стивенс, 1971). По выполненным здесь оценкам, количество СО естественного происхождения значительно больше антропогенного и составляет почти 3,5 млрд. т/год. Образование столь больших количеств СО объясняется реакциями метана (CH_4), содержание которого в атмосфере весьма значительно. Имеются данные, что только 1 га болота выделяет CH_4 примерно 3 т/год. Концентрация CH_4 в атмосфере на порядок больше концентрации СО. Поэтому даже сравнительно небольшая убыль метана может явиться существенным источником СО. В значительно меньших количествах, но также, возможно, сравнимых с антропогенными источниками, выбрасывается СО за счет распада хлорофилла и с поверхности океанов. По Яффе (1973) антропогенные выбросы СО в 3—25 раз меньше естественных.

Наиболее распространенное в атмосфере соединение углерода — углекислый газ (CO_2) — во встречающихся концентрациях не относится к вредным примесям. Согласно существующим оценкам (Робинсон и Робинс, 1971, и др.), в результате естественных процессов в атмосферу ежегодно выделяется 140 млрд. т углекислого газа, а вследствие сжигания топлива и других видов хозяйственной деятельности — примерно 15 млрд. т. Поэтому глобальное распределение CO_2 определяется в основном естественными факторами.

Время жизни $T_{\text{CO}_2}^*$ весьма велико и оценивается разными авторами от 2—5 до 30—35 лет. Концентрации CO_2 в атмосфере составляют около 320 чм. Вследствие фотосинтеза ежегодно поглощается почти 3% от общего содержания его в атмосфере.

Изменение интенсивности фотосинтеза в течение вегетационного периода оказывает существенное влияние на годовой ход CO_2 (см. рис. 13.3). При распаде органических веществ в почве происходит выделение CO_2 , что приводит к компенсации потерь его за счет фотосинтеза. Существует в среднем динамическое равновесие между истоками и стоками CO_2 , но распределение их по земному шару не всегда совпадает, в связи с чем отмечаются различия в концентрациях CO_2 . Морские и океанские воды также являются источниками и стоками CO_2 , что зависит от их температуры, солености и др. Отмечается, что в низких широтах, где вода теплее, океаны являются источниками поступления CO_2 , а в высоких широтах, наоборот, зонами постоянного поглощения его. Поглощению CO_2 в воде препятствует слабый обмен в океане между поверхностными и более глубокими слоями. По данным Болина и Бишофа (1970), изменение концентрации CO_2 по широте в верхнем слое океана и в атмосфере над ним на порядок меньше, чем в глубинных слоях океана. Отсюда делается вывод, что влияние CO_2 океанического происхождения на широтный ход концентрации CO_2 в атмосфере не существенно. По высоте примерно до уровня 30 км концентрация CO_2 сохраняет почти постоянное значение.

Несмотря на то что атмосфера почти на 79% (по объему) состоит из азота, содержание азотных соединений в ней весьма мало, гораздо меньше, чем CO_2 или CH_4 . Это объясняется тем, что азот вступает в реакции в основном при высоких температурах (см. п. 7.9). В результате сжигания топлива в атмосферу поступает около 50 млн. т/год окислов азота NO_x (в пересчете на NO_2). Средние концентрации NO_x в тропосфере составляют примерно 2 мкг/м³ (Сидоренко и Карагунская, 1973). Время жизни $T_{\text{NO}_x}^*$ около четырех дней. Заметные концентрации NO_x обнаруживаются в основном в пределах промышленных районов (см. гл. 11) и в зоне полетов реактивной авиации (см. п. 13.6).

Основным источником выделения соединений азота в атмосферу является бактериальное разложение органических соединений, содержащих азот. При этом ежегодно выделяется примерно по 1 млрд. т закиси азота (N_2O) и аммиака (NH_3). Промышленные выбросы NH_3 значительно меньше, а N_2O практически отсутствуют. Средняя концентрация N_2O составляет около 0,05 мг/м³, время жизни $T_{\text{N}_2\text{O}}^*$ примерно 4,5 года. Различные районы морей и океанов в зависимости от ряда факторов могут либо выделять, либо поглощать N_2O .

СО над северным и южным полушариями. В стратосфере концентрация СО в 30—50 раз меньше, чем в тропосфере (см. рис. 13.1). Этот факт не получил пока достаточного объяснения. В ряде работ связывают уменьшение СО с фотохимическими реакциями.

Для СО характерно большое время жизни. Некоторые исследователи приводят для него значения, существенно различающиеся между собой — от нескольких десятков дней до десятилетий. По соотношению между средней концентрацией на земном шаре и глобальными выбросами время жизни СО оценивается в 2—5 лет. Оценки показывают, что при таком времени жизни концентрации СО должны были бы возрасти на 0,05 чм/год. Однако измерения не подтверждают подобного роста. Поэтому должны иметься существенные стоки СО, которые пока мало изучены. В частности, некоторый сток должен происходить в стратосферу, где концентрация СО мала. Сток в океаны вряд ли играет большую роль, поскольку обычно их поверхностные слои воды пересыщены СО. Так, в верхнем слое Атлантического океана СО в десятки раз больше, чем в атмосфере.

До настоящего времени считалось, что СО имеет в основном (примерно $\frac{2}{3}$ его общего содержания) антропогенное происхождение. К совершенно иным результатам пришли в Аргонской национальной лаборатории (США) (Стивенс, 1971). По выполненным здесь оценкам, количество СО естественного происхождения значительно больше антропогенного и составляет почти 3,5 млрд. т/год. Образование столь больших количеств СО объясняется реакциями метана (CH_4), содержание которого в атмосфере весьма значительно. Имеются данные, что только 1 га болота выделяет CH_4 примерно 3 т/год. Концентрация CH_4 в атмосфере на порядок больше концентрации СО. Поэтому даже сравнительно небольшая убыль метана может явиться существенным источником СО. В значительно меньших количествах, но также, возможно, сравнимых с антропогенными источниками, выбрасывается СО за счет распада хлорофилла и с поверхности океанов. По Яффе (1973) антропогенные выбросы СО в 3—25 раз меньше естественных.

Наиболее распространенное в атмосфере соединение углерода — углекислый газ (CO_2) — во встречающихся концентрациях не относится к вредным примесям. Согласно существующим оценкам (Робинсон и Робинс, 1971, и др.), в результате естественных процессов в атмосферу ежегодно выделяется 140 млрд. т углекислого газа, а вследствие сжигания топлива и других видов хозяйственной деятельности — примерно 15 млрд. т. Поэтому глобальное распределение CO_2 определяется в основном естественными факторами.

Время жизни $T_{\text{CO}_2}^*$ весьма велико и оценивается разными авторами от 2—5 до 30—35 лет. Концентрации CO_2 в атмосфере составляют около 320 чм. Вследствие фотосинтеза ежегодно поглощается почти 3% от общего содержания его в атмосфере.

Изменение интенсивности фотосинтеза в течение вегетационного периода оказывает существенное влияние на годовой ход CO_2 (см. рис. 13.3). При распаде органических веществ в почве происходит выделение CO_2 , что приводит к компенсации потерь его за счет фотосинтеза. Существует в среднем динамическое равновесие между истоками и стоками CO_2 , но распределение их по земному шару не всегда совпадает, в связи с чем отмечаются различия в концентрациях CO_2 . Морские и океанские воды также являются источниками и стоками CO_2 , что зависит от их температуры, солености и др. Отмечается, что в низких широтах, где вода теплее, океаны являются источниками поступления CO_2 , а в высоких широтах, наоборот, зонами постоянного поглощения его. Поглощению CO_2 в воде препятствует слабый обмен в океане между поверхностными и более глубокими слоями. По данным Болина и Бишофа (1970), изменение концентрации CO_2 по широте в верхнем слое океана и в атмосфере над ним на порядок меньше, чем в глубинных слоях океана. Отсюда делается вывод, что влияние CO_2 океанического происхождения на широтный ход концентрации CO_2 в атмосфере не существенно. По высоте примерно до уровня 30 км концентрация CO_2 сохраняет почти постоянное значение.

Несмотря на то что атмосфера почти на 79% (по объему) состоит из азота, содержание азотных соединений в ней весьма мало, гораздо меньше, чем CO_2 или CH_4 . Это объясняется тем, что азот вступает в реакции в основном при высоких температурах (см. п. 7.9). В результате сжигания топлива в атмосферу поступает около 50 млн. т/год окислов азота NO_x (в пересчете на NO_2). Средние концентрации NO_x в тропосфере составляют примерно 2 мкг/м³ (Сидоренко и Карагунская, 1973). Время жизни $T_{\text{NO}_x}^*$ около четырех дней. Заметные концентрации NO_x обнаруживаются в основном в пределах промышленных районов (см. гл. 11) и в зоне полетов реактивной авиации (см. п. 13.6).

Основным источником выделения соединений азота в атмосферу является бактериальное разложение органических соединений, содержащих азот. При этом ежегодно выделяется примерно по 1 млрд. т закиси азота (N_2O) и аммиака (NH_3). Промышленные выбросы NH_3 значительно меньше, а N_2O практически отсутствуют. Средняя концентрация N_2O составляет около 0,05 мг/м³, время жизни $T_{\text{N}_2\text{O}}^*$ примерно 4,5 года. Различные районы морей и океанов в зависимости от ряда факторов могут либо выделять, либо поглощать N_2O .

13.4. Естественные и антропогенные источники запыленности атмосферы. В атмосферу в больших количествах поступают аэрозоли как естественного, так и антропогенного происхождения. Наряду с прямым выбросом их значительная масса аэрозолей образуется вследствие превращения ряда газовых примесей. Поэтому иногда выделяют первичные аэрозоли, непосредственно поступающие в атмосферу, и вторичные — являющиеся результатом их превращений. Характеристики мощности источников запыленности весьма трудно поддаются определению. Тем не менее они представляют большой интерес и уже сделан ряд их оценок.

Таблица 13.1

Количество аэрозолей, поступающих в атмосферу от различных источников (в млн. т/год)

Естественные источники	Среднее	Отклонение (±)	Антропогенные источники	Среднее	Отклонение (±)
Источники первичных аэрозолей					
Вынос морских солей	700	400	Сжигание топлива	30	24
Выветривание почвы	300	250	Выбросы промышленных предприятий	15	12
Лесные пожары	200	160	Распашка земель	5	4
Извержение вулканов	80	70	Сумма	50	40
Сумма	1280	880			
Вторичные аэрозоли					
Нитраты (из NO _x)	250	200	Сульфаты (из SO ₂)	170	40
Аммонийные соли (из NH ₃)	170	90	Гидрокарбонаты	50	40
Сульфаты (из H ₂ S)	170	40	Нитраты (из NO _x)	30	5
Гидрокарбонаты	140	70			
Сумма	730	400	Сумма	250	85
Общая сумма	2000	1300	Общая сумма	300	125

В табл. 13.1 содержатся сводные данные об источниках аэрозолей (Непреднамеренные воздействия на климат, 1974; Робинсон и Роббинс, 1971; Хиди и Брок, 1971). В ней приводятся величины ежегодного образования аэрозолей (исключая весьма грубую фракцию пыли, характерную для припочвенного слоя воздуха). Данные таблицы получены со значительными погрешностями. В основном это относится к оценке естественных источников. Например, Хиди и Брок (1971) по данным

Джексона об эрозии почвы смогли оценить количество почвенной пыли, попадающей в атмосферу, лишь с точностью до двух порядков (от 7 до 700 млн. т/год). Ежегодный вынос в атмосферу морских аэрозолей по Эриксону — 1,5 млрд. т, а по более поздним оценкам Юнге (1972) — 700 млн. т. В книге «Непреднамеренные воздействия на климат» (1974) указывают, что большая часть этого выноса почти сразу выпадает в воду и только 300 млн. т сохраняется в воздухе. Количество аэрозолей, образующихся в результате лесных пожаров, по Хиди и Брок, составляет 36—360 млн. т/год, а по Робинсону и Роббинсу, — всего 3 млн. т/год. Поступление в атмосферу космической пыли весьма мало и оценивается $2 \cdot 10^4$ — $2 \cdot 10^5$ т/год.

Оценки отдельных авторов, как видно, расходятся на 1—2 порядка. В табл. 13.1 указан диапазон изменения этих оценок.

В сумме от всех источников ежегодно образуется в среднем 2,3 млрд. т пыли с возможным отклонением $\pm 1,4$ млрд. т. Нужно обратить внимание на то, что весьма значительная часть аэрозолей возникает в результате превращения в атмосфере газовых примесей. Вследствие соединения ряда газов, в том числе SO₂ и окислов азота с кислородом, водяным паром и др., под влиянием фотохимических и других реакций образуются вещества, которые переходят в твердое или жидкое состояние. Таким образом, запыленность может рассматриваться, как конечный продукт превращения газовых примесей и некоторый итоговый показатель загрязнения атмосферы. Это относится к газам как антропогенного, так и естественного происхождения. Интересно, что в первом случае, относящемся к результатам человеческой деятельности, количество пыли, образующейся вследствие превращения газов, в несколько раз превышает прямой ее выброс. Этот весьма важный вывод придает особое значение оценкам газовых выбросов, приведенным в пп. 13.2 и 13.3.

В случае естественных источников вклад за счет прямого поступления аэрозолей больше, чем вследствие их образования из газов. Общее количество аэрозолей, образующихся в результате человеческой деятельности, по оценкам разных авторов, изменяется в пределах от 5 до 50%, а в среднем составляет 15%. При этом в случае антропогенных источников наибольший вклад (>50%) приходится на сульфаты.

13.5. Распределение и характеристики аэрозолей. Запыленность приземного воздуха на территории СССР исследовалась в работах Александрова (1966) и Берлянда (1966б, 1967а, б). В качестве исходного материала использовались данные наблюдений с помощью горизонтальных планшетов на сети из 60 метеорологических станций, расположенных главным образом вне крупных городов или на окраинах их вблизи от промышленных источников в целях определения фонового загрязнения воздуха

(см. п. 8.2). Кроме того, использовались данные наблюдений на ряде пунктов за среднесуточными концентрациями пыли с помощью фильтровентиляционных установок. На основе проведенной обработки данных были построены карты среднемесячных и среднегодовых выпадений пыли. Использование полученного в п. 8.2 и 8.3 теоретического соотношения между выпадениями пыли на планшеты и ее концентрациями в воздухе позволило построить аналогичные карты и по концентрациям.

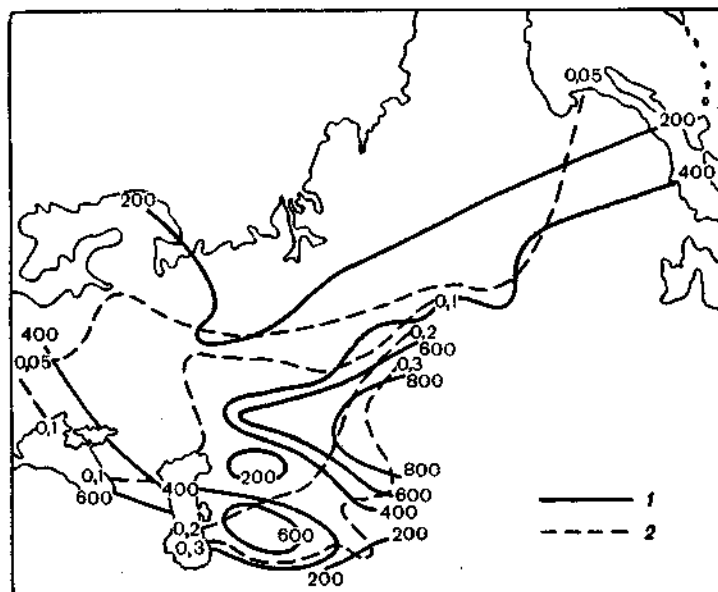


Рис. 13.2. Карта распределения концентрации и выпадений аэрозолей.

1 — выпадения в $\text{т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$, 2 — концентрация в $\text{мг}/\text{м}^3$.

На рис. 13.2 представлена карта для среднегодовых величин по материалам наблюдений за три года. На изолиниях показаны выпадения пыли в $\text{т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ и концентрации пыли в $\text{мг}/\text{м}^3$. Анализ показал, что доля неорганической составляющей в пыли большей частью составляет 0,3—0,8. Поскольку органические вещества содержатся в верхних слоях почвы, то данные о неорганической и органической составляющих пыли позволяют судить и о ее происхождении, в частности о роли выветривания почвы. Такие данные, особенно для Средней Азии и других южных районов, могут оказаться полезными при изучении процессов эрозии почвы, пыльных бурь, путей переноса запыленности и др. При анализе данных наблюдений выявилась определенная корреляция между приземной запыленностью и

отдельными типами подстилающей поверхности, главным образом в южных районах, для которых характерно значительное выветривание почв. Используя материалы аналогичных наблюдений в ряде зарубежных стран, удалось построить карту почти для всех континентов Северного полушария. Экспериментальные данные позволяют судить и о годовом ходе запыленности в различных географических зонах. В отношении содержания пыли над океаном имеется мало сведений и можно сделать лишь ориентировочные выводы, выделив прибрежные зоны.

Из анализа полученных данных следует, в частности, что, например, в Средней Азии над засушливыми областями в результате действия естественных источников, значения концентрации пыли гораздо выше, чем вне городов в промышленных зонах других областей. Это подтверждается и данными наблюдений со спутников, согласно которым над значительными территориями Северной Африки, Южной Азии и др. отмечается постоянная дымка, тогда как в промышленных зонах вне городов она пока не заметна. В отдельных случаях отмечается, что пыль из Сахары при западных ветрах достигает Индии, а пыль с юга Азии — Гавайских островов. Коричневый цвет дымки в ряде случаев указывает на ее почвенное происхождение. Голубоватый цвет ее отмечается над некоторыми областями Америки и Африки с обильной растительностью. Некоторые характеристики пыльных бурь по данным космических наблюдений рассмотрены Григорьевым и Липатовым (1974).

Были проведены также спектроскопический и химический анализы выпавшей пыли. Из полученных результатов следует, что не только вблизи промышленных районов, но и в отдалении от них собранные пробы содержат самые различные вещества. Наряду с органическими и минеральными компонентами, такими, как сульфаты, хлориды и др., пыль включает многие металлы, в том числе Pb, Cd, V, Fe, Al, Ni, Cu, Mn, Cr и др. Особое внимание среди них привлекает свинец (Pb) как вследствие его значительной токсичности, так и вследствие его большого содержания в выбросах автотранспорта. Суммарный выброс Pb от автомашин мира составляет 300 тыс. т/год. Жигаловская и др. (1974) приводят данные обобщения эпизодических наблюдений за концентрацией микроэлементов в различных частях земного шара. Отдельно отмечается распределение Pb и Cd. Наименьшие концентрации этих элементов в воздухе характерны для полярных областей; над океанами в северном полушарии их концентрации гораздо больше, чем в южном полушарии.

Географическое распределение запыленности атмосферы может изучаться косвенными методами на основании анализа данных актинометрических наблюдений. Обычно для этой цели

используются коэффициент прозрачности и фактор мутности атмосферы (Пивоварова, 1968а, б и др.). В табл. 13.2 приведены данные о годовом ходе фактора мутности на различных широтах по территории СССР (Русина, 1971). Наибольшие значения фактора мутности отмечаются в средних широтах (45—55°), что, возможно, обусловлено влиянием антропогенных факторов.

Таблица 13.2
Значения фактора мутности в зависимости
от широты места и месяца

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
45	2,24	2,38	2,30	2,67	2,85	2,91	3,38	3,01	2,60	2,66	1,87	1,95
50	1,49	2,54	2,04	2,76	2,85	3,15	3,14	2,72	2,68	2,26	2,06	1,74
55		2,18	2,06	2,79	2,88	3,00	3,05	2,91	2,76	2,41	2,00	
60		2,24	2,03	2,49	2,65	2,77	2,82	2,62	2,41	2,14	1,80	
65			2,13	2,64	2,37	2,36	2,65	2,37	1,97	2,18		
70				2,29	2,26	2,30	2,45	2,25	1,96	2,25		

Сведений о вертикальном распределении аэрозолей очень мало, причем они большей частью характеризуют счетную концентрацию аэрозольных частиц. Сравнительно более полные данные получены по распределению числа ядер конденсации Айткена над территорией СССР по данным самолетных наблюдений. Селезнева (1966) исследовала закономерности этого распределения в зависимости от метеорологических и физико-географических условий. Е. С. Селезнева и М. И. Юдин установили, что в нижней половине стратосферы оно не всегда, как принималось ранее, убывает с высотой z по экспоненциальному закону. В среднем зависимость числа ядер $N(z)$ от высоты z описывается формулой

$$N(z) = N(0) \frac{c_0^2}{(c_0 + z)^2},$$

где c_0 — постоянная. Использование этой формулы позволило оценить суммарное число ядер конденсации в столбе тропосферы. Оказалось, что на ЕТС в столбе воздуха площадью 1 см^2 число частиц в северных областях составляет $1,5 \cdot 10^8$, а в южном — $6 \cdot 10^8$. По данным других исследователей также получено, что, как правило, счетная концентрация пылевых частиц быстро убывает с высотой. Однако Юнге (1965) обнаружил на больших высотах, в частности в стратосфере на уровне 20—25 км, вторичный максимум аэрозолей (см. рис. 13.1), который, как он объяснил, является результатом образования здесь аэро-

золей под влиянием фотохимических реакций. Наличие устойчивых слоев с повышенной концентрацией аэрозоля впоследствии отмечалось в других работах. Такие слои связывались также с наличием инверсионных слоев температуры (Ивлев, 1969; Кондратьев и др., 1973). Очевидно, что вертикальное распределение аэрозолей в значительной степени зависит от их дисперсности, которая существенно определяет их время жизни в атмосфере. По существующим представлениям более крупные частицы сосредоточены в слое воздуха до 1 км, время жизни их T_0^* около 2—3 суток. В тропосфере более мелкие аэрозоли характеризуются значениями T_0^* , равными 5—30 суткам. В стратосфере аэрозоли иногда сохраняются в течение нескольких месяцев.

Обычно зависимость числа частиц от их радиуса r описывается формулой Юнге (1965)

$$\frac{dN(r)}{dr} = c' r^{-\beta'},$$

где $\beta' \approx 4$.

Если использовать данную формулу и определить весовую концентрацию q по объему и плотности частиц, а также по их числу, то оказывается, что изменение q с высотой в основном определяется $\lg r_m$ для наиболее крупных частиц с максимальным размером r_m и некоторой вариацией постоянной c' с высотой. Это означает, что весовая концентрация в слое от 1 до 10 км для частиц, дисперсионный спектр которых определяется по формуле Юнге, должна по существу изменяться весьма мало, тогда как счетная концентрация здесь убывает значительно быстрее. Это подтверждается данными Джиллета и Блифорда (1971).

Исследования распределения и химического состава аэрозолей необходимы для решения разнообразных научных и практических задач. Крупные работы в этом плане проводились в связи с изучением радиоактивности атмосферы и распространения продуктов ядерных взрывов (Юнге, 1965; Стиро, 1968; Кароль, 1972; Израэль, 1973, 1974).

В областях, где отмечается большая запыленность воздуха, важно учитывать ее распределение и характеристики при оценке износа оборудования, действующего на открытом воздухе. В Поволжье, Средней Азии и др. предусматриваются специальные меры по предохранению от пыли действующего на открытом воздухе оборудования газопроводов, железнодорожного и автомобильного транспорта. Используются защитные средства и против проникновения пыли в помещения. В частности, с этой целью по предложению И. В. Петрянова некоторые музейные

помещения оборудуются фильтровыми прокладками (Васин, 1974).

Важное значение имеет и исследование агрессивных свойств аэрозолей. Так, известно, что вынос морских солей усиливает коррозию металлов на побережье. Данные об убывании концентрации морских аэрозолей с удалением от моря и об их составе используются, например, для определения расстояния, на котором более длительное время сохраняются линии электропередач. За последнее время в ГГО проведен ряд экспериментальных работ по изучению закономерностей распространения морских аэрозолей. Е. С. Селезнева обобщила данные о химическом составе осадков в прибрежных зонах некоторых морей. Оказалось, что содержание хлоридов в составе исследуемых аэрозолей убывает в 2—4 раза при удалении на 5—7 км в глубь побережья.

Агрессивными свойствами обладают и некоторые почвенные аэрозоли. В частности, в пыли солончаковых почв Средней Азии содержится значительное количество сульфатов, способствующих ускорению коррозии металлов. Оценка ареала таких почв, вертикального и горизонтального распределения пыли в приземном слое над ними также учитывается при проектировании линий связи и различных сооружений (Селезнева и Петренчук, 1974).

13.6. Химический состав осадков и облачной воды. Существенные возможности в изучении загрязнения атмосферы связаны с анализом состава осадков. Такие работы в течение последних 15—20 лет ведутся в разных странах (Эрикссон, 1970; Пирсон и Фишер, 1971, и др.).

Селезнева (1971, 1972а, б), Дроздова и др. (1964) обобщили результаты исследования состава атмосферных осадков на территории СССР. Анализ материалов по сети 70 станций, где проводились наблюдения в соответствии с методикой, изложенной в п. 7.4, позволил определить средние характеристики состава осадков и количество минеральных веществ, выпадающих на почву. По основным компонентам осадков составлены месячные и годовые карты, из которых следует, что эти компоненты распределяются в основном зонально, причем минерализация увеличивается с севера на юг.

В лесных зонах на севере отмечаются наиболее чистые осадки со средней минерализацией 8—15 мг/л. К югу она возрастает до 25—30 мг/л и достигает в Средней Азии 35—40 мг/л. Минерализация обусловлена в первую очередь сульфатами и гидрокарбонатами. Содержание хлоридов в осадках уменьшается с удалением от морских побережий в глубь континента. По полученным данным, принимая во внимание количество осадков, было оценено, что на территории СССР вне городов

поступает с осадками от 5 до 15 т/км² минеральных веществ. Поскольку на поверхность всего земного шара за год выпадает $5 \cdot 10^{14}$ т осадков, то при средней минерализации 25 мг/л с ними осаждаются 10^{10} т минеральных солей. Полученные результаты представляют интерес для почвоведения, агро- и гидрохимии (Алекин, 1970).

Зональность распределения минерализации осадков может рассматриваться как свидетельство преобладающего вклада естественных источников. Однако искусственная составляющая весьма значительна в промышленных областях центра и юга ЕТС, где она проявляется даже на большом удалении от городов.

Для выявления роли промышленных источников организованы кустовые наблюдения в окрестностях Ленинграда и в Донбассе. Полученные данные указывают на общее повышение уровня загрязнения осадков, особенно в Донбассе. Крупные работы проводятся также по исследованию состава облачной воды на территории СССР (Селезнева и Петренчук, 1971; Петренчук, 1968). Получено, что состав облачной воды существенно зависит от характера облачности и синоптической обстановки, но в меньшей степени — от конкретных физико-географических условий. Наибольшие концентрации минеральных веществ (до 100 мг/л) отмечаются в подынверсионных слоистых облаках, наименьшие — во фронтальных облаках (6—7 мг/л).

Ряд исследователей принимали, что основной компонентой ядер конденсации, а также растворимых примесей в осадках являются хлориды. Селезнева (1972) показала, что это не подтверждается экспериментом. Хотя доля хлоридов в облачной воде (около 40%) больше, чем в осадках, основной вклад в ее состав (примерно половину) вносят сульфаты. На химический состав осадков в зонах сильного загрязнения атмосферы основное влияние оказывает вымывание примесей из подоблачного слоя. Его вклад достигает 75—80%, тогда как в удалении от промышленных зон областей (например, в тундре и тайге) он составляет всего 45—50%.

Из анализа осадков следуют некоторые выводы об относительном влиянии естественных и антропогенных источников на химический состав осадков (Селезнева, 1972; Берлянд и Селезнева, 1973). Вклад антропогенной составляющей достигает на ЕТС 25—40%, в Сибири и Средней Азии около 75%; почвенной пыли — в Средней Азии около 70%, в Сибири и на юге ЕТС 40%, на севере ЕТС 30%; аэрозолей морского происхождения (хлоридов) в Сибири 24%, на ЕТС 15—20%, в Средней Азии до 80%. Если данные для территории СССР приближенно обобщить на континент Евразии в целом, то доля морских аэрозолей здесь составляет 15—20%; а 80—85% примесей в составе атмо-

сферных осадков имеют континентальное происхождение. Это в основном согласуется и с приведенной сводной таблицей 13.1, где при общем поступлении аэрозолей 2,3 млрд. т вклад морских солей составляет 700 млн. т.

По данным о среднем содержании примесей в единице объема осадков и суммарном количестве осадков, общее количество минеральных веществ, выпадающих на северное полушарие с осадками, оценивается примерно в 1 млрд. т.

13.7 Загрязнение стратосферы и влияние выбросов реактивной авиации. Проблема озона. В настоящее время еще имеется мало сведений о загрязнении стратосферы. В данной главе уже приводились некоторые его характеристики (рис. 13.1 и др.).

В целом на стратосферу приходится менее четверти от общего количества примесей, содержащихся во всей атмосфере (Юнге, 1972). Эпизодически на уровне до 45—30 км в результате мощных вулканических извержений выбрасываются большие массы газов и мелкодисперсной пыли. Содержащиеся в них SO_2 и H_2S преобразуются в сульфаты, которые являются, как показывают наблюдения, преобладающей компонентой слоя вторичного аэрозольного максимума (см. рис. 13.1). Время жизни аэрозолей в стратосфере достигает 1—2 лет, тогда как в тропосфере оно меньше месяца.

Следует, однако, отметить, что планомерное изучение загрязнения стратосферы только начинается. Одним из существенных стимулов для этого является необходимость оценки влияния выбросов реактивной авиации на слой озона. Постановка этой проблемы связана с быстрым развитием реактивной авиации, увеличением количества сжигаемого горючего и высоты ее полетов. Расход топлива только одного сверхзвукового лайнера составляет около 30 т/ч, а высота его полета достигает 15—20 км, т. е. стратосферы. При этом в стратосферу выбрасывается значительное количество различных примесей. Некоторые сведения в этом плане приводит Кароль (1974). В США с 1963 по 1970 г. расход горючего гражданской авиацией увеличился в 3,2 раза. За это время в СССР объем грузовых и пассажирских перевозок самолетами вырос соответственно в 2,1 и 3,1 раза. К 1985—1990 гг. суммарный выброс в стратосферу в тыс. т/год от сверхзвуковых самолетов оценивается (без учета полетов в СССР) около 100 по SO_2 , 350 по NO_x , 115 по CO, около 170 по аэрозолям, включая образования их из газовых примесей.

Выбросы водяного пара в тропосфере могут вызвать увеличение облачности верхнего яруса. Воздействие их на стратосферу практически незначительно, поскольку они гораздо меньше количества влаги, необходимой для насыщения воздуха. Однако в процессе фотохимических реакций с участием водя-

ного пара образуются соединения, которые могут оказывать некоторое воздействие на слой озона.

В стратосфере, где нет облачности и велика интенсивность солнечной радиации, условия для фотохимических реакций еще более благоприятны, чем в нижних слоях воздуха. Здесь также выделяют несколько циклов фотохимических реакций (см. п. 5.8). Особое внимание сейчас привлекают выбросы окислов азота, образующихся вследствие высоких температур сгорания горючего в двигателях самолетов. Они составляют почти 4% от веса сжигаемого горючего. Выбросы SO_2 примерно в 40 раз меньше, но и они учитываются как существенный источник образования аэрозолей. Полагают, что окислы азота в процессе фотохимических реакций могут разрушать слой озона (O_3), максимум концентрации которого расположен на высотах 20—30 км. Ставится вопрос и о фреонах, широко используемых в бытовой химии и агротехнике. Весьма устойчивые у земли (время жизни их около 10 лет) они могут подниматься в стратосферу и активно вступать в фотохимические реакции, также способствуя уменьшению озона (Крутцен, 1974). Слой озона более четко (см. рис. 13.1) заметен, если перейти от отношения смеси к концентрации O_3 . Значение ее в нижней половине тропосферы составляет примерно 0,05 мг/м³, на высоте 25 км — около 0,3 мг/м³, а выше 30 км — 0,1 мг/м³. Этот слой играет весьма важную роль, задерживая ультрафиолетовую радиацию Солнца.

К концу XX столетия содержание O_3 изменится по одним оценкам на 5—10%, по другим — на 20—30%. Выполненные расчеты показывают, что это не должно вызвать значительных изменений температуры вблизи земной поверхности. Однако может изменяться циркуляция воздушных масс в стратосфере. Не исключены также и нежелательные воздействия на биосферу. Вследствие увеличения ультрафиолетовой радиации у земли не исключено возрастание заболеваемости раком кожи и др. Правда, такие оценки пока недостаточно обоснованы. Из данных наблюдений еще нельзя выявить антропогенное влияние, поскольку до настоящего времени оно заключено в пределах естественных колебаний. Большие количества окислов азота, сравнимые с ожидаемыми от выбросов реактивной авиации к 1990 г., уже попадали в стратосферу в период испытания ядерного оружия, но заметных изменений в слое озона не было обнаружено (Голдсмит и др., 1973).

В последние годы установлено, что в результате биологических процессов в атмосферу может выделяться весьма большое количество окислов азота и перенос их в стратосферу может превышать ожидаемые выбросы от сверхзвуковых самолетов (Скорер, 1973). В книге «Непреднамеренные воздействия на климат» (1974) отмечается, что в настоящее время нельзя сле-

лать определенных выводов о существенном воздействии реактивной авиации на стратосферу. Однако вопрос этот достаточно серьезный и требует тщательного исследования. В США и ряде других стран разработаны обширные программы для исследований последствий загрязнения стратосферы (Гробекер, 1972).

Вследствие небольшого объема и трудностей наблюдений за загрязнением стратосферы существенное значение приобретают модели глобального переноса примеси и массообмена между стратосферой и тропосферой, разрабатываемые И. Л. Каролем, П. Крутценом, С. Манабе, Е. Хелвудом и др. на основе теоретических исследований (Кароль, 1974; Гробекер, 1973). В них выявлена определенная зависимость между распределением примеси в стратосфере и условиями турбулентного макрообмена. Выносу примесей из стратосферы в тропосферу через субтропический разрыв тропопаузы способствует зимний максимум интенсивности внетропического переноса.

Проникновение в стратосферу из нижнего слоя атмосферы SO_2 , H_2S , CH_4 и N_2O наиболее интенсивно летом, что связано с максимумом в это время турбулентности в тропосфере умеренных и высоких широт.

13.8. Тенденция глобального загрязнения атмосферы и влияние его на климат. Рост содержания CO_2 и аэрозолей. Проблема кислорода. С ростом городов основная масса выброса в атмосферу будет сосредотачиваться по-прежнему в небольшой зоне вокруг них. Общая площадь этой зоны сейчас не составляет и десятых долей от всей поверхности планеты и в обозримом будущем останется сравнительно малой, если и возрастет более чем на порядок. Вместе с тем отмечается увеличение содержания загрязняющих примесей на значительных расстояниях от городов. Тенденция глобального загрязнения атмосферы особенно четко проявляется по наблюдениям за содержанием CO_2 . За последние 10—15 лет такие наблюдения проводились в ряде пунктов земного шара. На основании полученных данных построены характерные графики для определения тенденции нарастания CO_2 в практических целях, представленные на рис. 13.3 а (Махта, 1972; Ротти, 1973).

Для характеристики временного изменения концентрации CO_2 в удаленных от промышленности районах часто используются данные обсерватории Мауна Лоа, расположенной на Гавайских островах на высоте 3500 м. На рис. 13.3 б по этим данным нанесены средние месячные концентрации CO_2 в чм с 1958 по 1972 г. Обращает на себя внимание пилообразный характер данной кривой, обусловленной годовым ходом CO_2 с довольно большой амплитудой (6—7 чм). Вероятно, годовой ход обусловлен главным образом степенью развития вегетационных процессов. Наименьшие концентрации CO_2 отмечаются в октябре,

максимальные — в мае. Аналогичные результаты следуют и из данных, полученных в Скандинавии и Северной Аляске, где

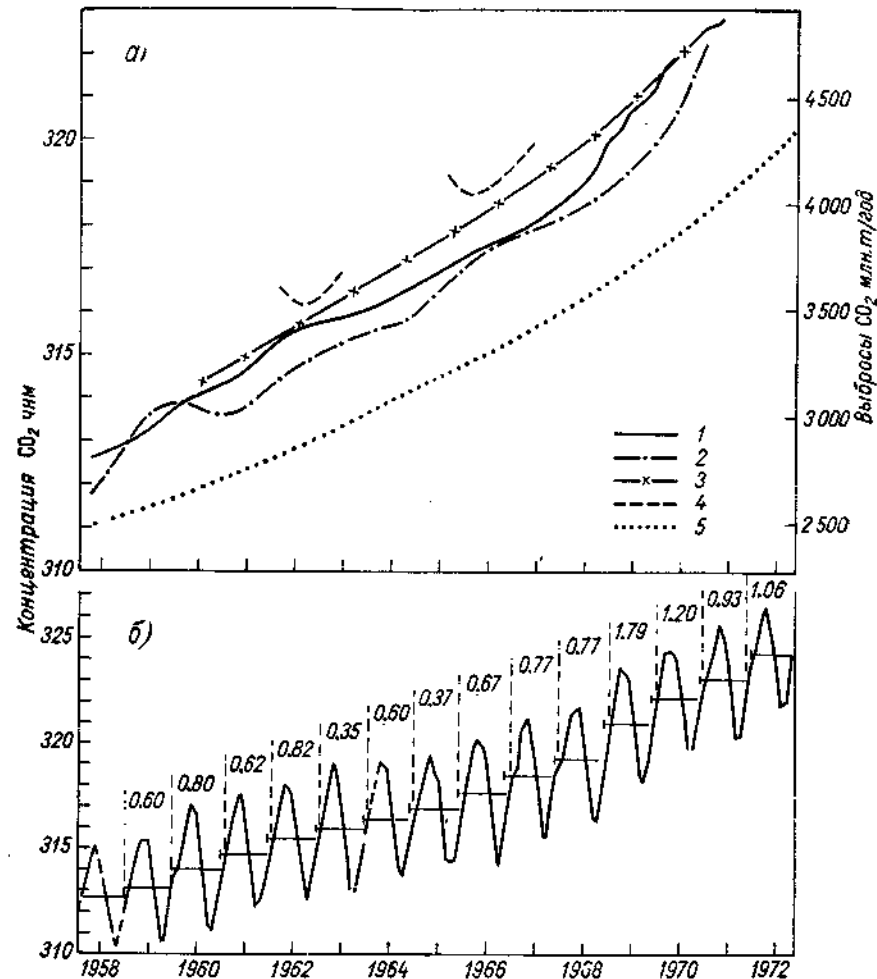


Рис. 13.3. Временное изменение концентрации (а; б) и ежегодных выбросов CO_2 (а).

1 — Мауна-Лоа; 2 — Южный полюс; 3 — шведские самолеты; 4 — м. Барроу, Аляска; 5 — ежегодные выбросы CO_2 .

более развита растительность. Амплитуда годового хода здесь оказывается почти в 2 раза больше, чем на Гавайских островах. В Антарктиде, наоборот, годовая амплитуда в 2 раза меньше, чем на Гавайях. Далее, из рис. 13.3 б по данным над кривой следует, что среднегодовые концентрации постепенно возрастают от года к году. В среднем за период с 1958 по 1972 г. возрастание

составило примерно 0,65 чнм/год. Это, естественно, приписывается антропогенным факторам. Однако если учесть количество ежегодно сжигаемого топлива, то нарастание концентраций CO_2 должно составить около 1,2 чнм/год. Следовательно, только половина образующегося CO_2 сохраняется в атмосфере. Такое соотношение не является достаточно строгим. Например, только за 1969 г. наблюдалось возрастание в 1 чнм/год. В Антарктиде также отмечен годовой прирост концентраций CO_2 примерно в 1 чнм/год. Тем не менее, по мнению ряда авторов, только от 35 до 45% CO_2 , образующегося при сжигании топлива, сохраняется в атмосфере. Это может быть отчасти связано с возрастанием поглощения CO_2 растительностью, так как с увеличением его концентрации в атмосфере более интенсивно происходит фотосинтез. Некоторые ученые, например Виноградов (1971), считают, что фотосинтез может компенсировать рост выбросов CO_2 . Другие вообще пренебрегают возможным изменением фотосинтеза. Так, по мнению Болина и Бишофа (1970), основным компенсирующим механизмом является усиленное поглощение CO_2 океаном.

На рис. 13.3 а для рассматриваемого периода времени нанесены также данные о ежегодном выбросе CO_2 в результате сжигания твердого и жидкого топлива, согласно Ротти (1973). Следует обратить внимание на быстрое нарастание этого выброса. Только за последние 15 лет он увеличился более чем на 2 млрд. т/год. По данным Ротти (1973), за все предшествующее столетие до 1958 г. рост ежегодного выброса составлял 2,4 млрд. т/год.

По имеющимся оценкам, до 1980 г. ожидается рост мирового потребления топлива примерно на 4% в год. Затем до 2000 г. этот прирост уменьшится до 3,5% вследствие более широкого использования атомной энергии. На этом основании Махта (1972) и другие авторы оценили, что содержание CO_2 в атмосфере возрастет с 1970 до 2000 г. на 20% и достигнет 380 чнм (Непреднамеренные воздействия на климат, 1974).

Углекислый газ интенсивно поглощает длинноволновую радиацию. Поэтому увеличение его ведет к нагреванию воздуха вследствие так называемого парникового эффекта, когда приход солнечной радиации примерно сохраняется, а потери теплового излучения уменьшаются.

По расчетам Манабе и Везеральда (1967), без учета влияния облачности рост концентрации CO_2 к 2000 г. может привести к повышению средней температуры воздуха в стратосфере на 1°C , а в тропосфере на $0,5^\circ\text{C}$ с некоторым понижением температуры воздуха в высоких широтах.

С ростом CO_2 в результате расхода топлива связана проблема оценки уменьшения кислорода в атмосфере. Давитая

(1971а, б) отмечает, что за последние 50 лет израсходовано почти 250 млрд. т кислорода или 90% от его расхода в результате сжигания топлива за весь период человеческой деятельности. Это составляет лишь 0,02% от общего количества кислорода, содержащегося в атмосфере. Если сжечь все разведенное топливо, то и в этом случае убыль кислорода была бы невелика (0,2%). Из этих соображений, а также из анализа данных прямых наблюдений за кислородом в последние десятилетия Махта и Хагс (1970) заключают, что проблема кислорода не является актуальной. Давитая, однако, указывает, что нужно учитывать все запасы топлива в недрах земли. Их использование может привести к катастрофическому уничтожению кислорода. Иногда образно говорят, что последняя тонна кислорода будет сожжена раньше, чем последняя тонна топлива.

Исследование тенденции загрязнения атмосферы проводилось также по данным наблюдений за составом примесей в осадках. Однако четких результатов в этом плане не получено. Эрикссон (1970) отметил, что за 15 лет наблюдений в ряде западно-европейских стран содержание серы и хлоридов в осадках от года к году сильно колеблется и трудно выявить определенную тенденцию в его изменении. Аналогичные выводы получены и по наблюдениям за 15 лет (начиная с 1958 г.) по ряду станций на территории СССР. Е. С. Селезневой из анализа изменений среднегодовых и скользящих пятилетних средних значений минерализации и концентрации окислов серы в осадках на удаленных от городов станциях в непромышленных областях не удалось установить определенную тенденцию в этих изменениях.

На рис. 13.4 (Берлянд и Селезнева, 1974) представлены данные четырех станций, расположенных в различных физико-географических условиях. Рост минерализации заметен только в Огурцово (пригороде Новосибирска). Он связан, видимо, с близостью городской территории. Существенное изменение минерализации от года к году здесь и на других станциях обусловлено в основном количеством выпадающих осадков.

Известность получили результаты Давитая (1965) об отложениях пыли на ледниках Кавказа, согласно которым запыленность воздуха от 1870 до 1930 г. сравнительно мало изменилась, но затем в результате развития промышленности годовое количество осевшей пыли возросло почти в 20 раз. Роббинс и др. (1973) проанализировали состав воздуха в пробах льда Гренландии и Антарктиды с возрастом от 100 до 2500 лет и обнаружили, что содержание в них CO не изменилось, а CH_4 увеличилось вдвое.

Другие оценки изменения запыленности атмосферы были даны на основании данных наблюдений за электропроводностью атмосферы, значение которой существенно зависит от со-

держания аэрозолей в воздухе. В результате представилась возможность сравнить идентичные судовые наблюдения в 1907 и 1968 гг. примерно в одних и тех же районах Атлантического океана (Кобб и Уэлс, 1970). Обнаружено, что за этот период над Северной Атлантикой запыленность увеличилась почти в 2 раза, а в южной части Тихого океана она практически не изменилась. Имеются отдельные наблюдения, указывающие на возрастание содержания атмосферных примесей в ряде районов, удаленных от промышленных центров. Эти результаты

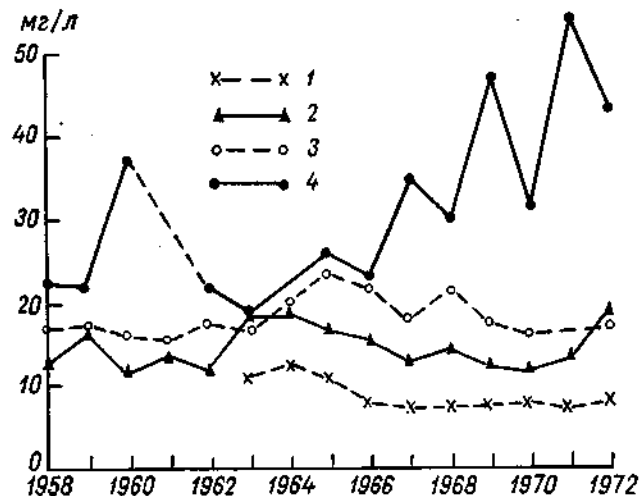


Рис. 13.4. Временные изменения минерализации осадков (мг/л).

1 — Туруханск, Красноярский край; 2 — Воейково, Ленинградская обл.; 3 — Высокая Дубрава, Свердловская обл.; 4 — Огурцово, Новосибирская обл.

имеют несомненно большое значение, но носят все же эпизодический характер.

По Хиди и Броку (1971), общее количество аэрозолей в атмосфере к 1990 г. увеличится примерно на 5%, а к 2000 г. — на 10%. Авторы книги «Непреднамеренные воздействия на климат» (1974) полагают, что вклад аэрозолей антропогенного происхождения увеличится к 2000 г. в 2 раза, причем доля сульфатных частиц в них достигнет 90%.

Увеличение запыленности атмосферы наряду с ростом концентрации CO_2 рассматривается как второй фактор, который может оказать существенное влияние на климат планеты. Полагают, что оно должно вызвать охлаждение атмосферы (Будыко, 1970, 1974; Воздействие на окружающую среду, 1970; Кондратьев и др., 1973; Берлянд и др., 1973а, и др.). Но характер влияния аэрозолей на изменение теплового режима

атмосферы исследован в основном качественно. Количественные эффекты этого влияния пока еще не достаточно выяснены. Осложнения в данном случае возникают из-за того, что при общем ослаблении радиации в запыленном воздухе рассеивание и поглощение радиации оказывают различное влияние на температуру атмосферы.

Изменение термического режима вследствие загрязнения воздуха может усиливаться за счет так называемых обратных связей. В этом плане важен учет изменений площади ледяного покрова в арктических зонах. Если при увеличении содержания аэрозолей в атмосфере понизится температура воздуха, то увеличится площадь арктических льдов. Это в свою очередь приведет к возрастанию альбедо подстилающей поверхности и уменьшению поглощения радиации. Следовательно, температура атмосферы должна еще понижаться, что приведет к дальнейшему расширению площади арктических льдов.

Нагрев атмосферы за счет роста содержания CO_2 приведет, наоборот, к смещению границы арктических льдов в более высокие широты и последующему нагреванию воздуха и т. д.

13.9. Использование актинометрических данных для оценки тенденции запыленности атмосферы. В настоящее время основные возможности для оценки тенденции в изменении содержания аэрозолей в атмосфере связаны с использованием актинометрических данных. Уже сделан ряд оценок изменения прозрачности атмосферы по длительному ряду наблюдений за прямой радиацией. Будыко (1971, 1974), Мак-Кормик и Людвиг (1967), Ямамото (1968), Пивоварова (1968), Давитая (1971б), Таварткиладзе (1970) отметили систематическое снижение прямой радиации по данным наблюдений за последние десятилетия. Однако, как отмечалось в гл. 8, исключить влияние водяного пара при анализе прямой радиации трудно. Представляется, что для этой цели удобнее использовать рассеянную радиацию при ясном небе, поскольку отклонение ее от величины релеевского рассеяния в основном определяется содержанием аэрозоля. Данные о рассеянной радиации эффективно использовались для оценки изменения режима запыленности воздуха, в частности, вызванного вулканической деятельностью. Развитию этих исследований посвящена работа Берлянда и др. (1974а). В ней были проанализированы наблюдения за интенсивностью рассеянной D и прямой S радиации с 1961 по 1970 г. по 16 пунктам, размещенным в различных частях СССР.

Метод анализа состоял в отборе случаев безоблачного неба с максимальной прозрачностью воздуха, когда рассеянная радиация достигала минимума. Он позволил судить об изменении со временем фонового состояния атмосферы, характеризуемого условиями сравнительно чистого воздуха.

В табл. 13.3 представлены полученные результаты обработки S и D в интервале высот солнца $40-45^\circ$. Из таблицы видно, что в большинстве пунктов отмечается некоторый рост рассеянной радиации, возможно, обусловленный увеличением запыленности воздуха. Для изучения теплового режима атмосферы важно оценить соотношение между рассеянием и поглощением солнечной радиации. От этого соотношения может зависеть преобладающее выхолаживание или нагревание атмосферы за счет ослабления радиации.

Таблица 13.3

Значение прямой S и рассеянной D радиации при безоблачном небе и максимальной прозрачности

Пункт	Годы									
	1961—1962		1963—1964		1965—1966		1967—1968		1969—1970	
	D	S	D	S	D	S	D	S	D	S
Аральское море	0,11	1,41	0,13	1,37	0,15	1,33	0,15	1,36	0,16	1,34
Архангельск	0,10	1,39	0,11	1,34	0,14	1,33	0,15	1,29	0,13	1,36
Большая Елань (Южно-Сахалинск)	0,12	1,24	0,17	1,40	0,13	1,32	0,13	1,14	0,16	1,27
Борисполь (Киев)	0,12	1,24	0,10	1,31	0,18	1,24	0,12	1,27	0,17	1,28
Верхоянск	0,10	1,35	0,09	1,38	0,10	1,34	0,09	1,31	0,11	1,30
Воейково (Ленинград)	0,08	1,39	0,11	1,30	0,17	1,20	0,10	1,35	0,13	1,34
Иркутск	0,08	1,32	0,10	1,30	0,11	1,35	0,15	1,35	0,12	1,37
Куйбышев	0,09	1,36	0,10	1,42	0,10	1,34	0,12	1,34	0,13	1,40
Одесса	0,10	1,31	0,11	1,20	0,12	1,25	0,13	1,25	0,12	1,33
Омск	0,10	1,24	0,12	1,24	0,13	1,09	0,15	1,38	0,10	1,24
Петропавловск-Камчатский	0,11	1,34	0,12	1,35	0,11	1,32	0,11	1,31	0,12	1,26
Садгород (Владивосток)	0,12	1,49	0,12	1,43	0,13	1,41	0,13	1,36	0,12	1,31
Ташкент	0,13	1,46	0,11	1,42	0,11	1,34	0,14	1,29	0,13	1,44
Тбилиси	0,10	1,38	0,13	1,30	0,14	1,21	0,13	1,47	0,12	1,44
Чита	0,11	1,34	0,10	1,31	0,14	1,18	0,13	1,37	0,12	1,31
Якутск	0,11	1,38	0,11	1,36	0,10	1,36	0,13	1,37	0,15	1,27
Среднее	0,10	1,35	0,11	1,34	0,13	1,29	0,13	1,32	0,13	1,33

Для анализа опытных данных (табл. 13.3) была использована теория переноса радиации в запыленной атмосфере, развитая в работе Берлянда и др. (1974а) и изложенная в пп. 8.4 и 8.5. Эта теория имеет определенное преимущество и перед методом спектральных измерений, поскольку можно использовать сравнительно длинные ряды актинометрических наблюдений. В результате установлено, что за 10 лет (1961—1970) в среднем величина рассеивающей массы возросла примерно на

10—20%. Отмечено также изменение поглощающей массы τ_n^* . Однако, как было указано в п. 8.5, чувствительность определения τ_n^* по опытным данным сравнительно невелика. Для отдельных городов, в частности Одессы и Ташкента, получено, что рассеивающая компонента по своему значению существенно больше поглощающей.

Изложенная теория переноса радиации в атмосфере, очевидно, может быть использована не только для оценок глобального загрязнения воздуха, но и для анализа содержания аэрозольных и газообразных веществ над городом (см. п. 11.8).

13.10. Организация наблюдений за фоновым загрязнением атмосферы. Глобальный мониторинг. Мы рассмотрели ряд аспектов глобального распространения примесей. Полученные результаты еще нельзя считать окончательными, они, скорее, носят эвристический характер. Для получения более строгих выводов относительно глобального распространения примесей, их тенденции влияния на климат и биосферу сейчас проводится ряд международных мероприятий. В частности, Всемирная метеорологическая организация (ВМО) создает около 150 станций более чем в 40 странах мира для многолетних наблюдений за изменением фонового загрязнения атмосферы. В СССР планируется создать 10 станций (шесть из них уже действует, по начальной программе).

На фоновых станциях, как их иногда называют, требуется измерять сравнительно низкие уровни загрязнения воздуха, и для этой цели существенно производить забор проб в течение сравнительно длительного времени или получать интегральные характеристики примесей по пространству, в частности для вертикального столба атмосферы. Примером последних могут служить актинометрические данные. Поэтому в программу фоновых станций включаются регулярные наблюдения за солнечной радиацией, причем в различных участках солнечного спектра, чтобы выделить влияние составляющих ослабления радиации. Фоновое загрязнение характеризуется и содержанием примесей в осадках, которые как бы промывают слой атмосферы, и состав осадков является интегральной характеристикой этого слоя.

В соответствии с Указаниями ВМО (1974) организуется два типа фоновых станций — базовые и региональные. Базовые станции (общим числом 10—15) размещаются по всему земному шару в местах с наиболее чистым воздухом, где естественные колебания атмосферных примесей сравнительно невелики. Одно из основных назначений этих станций состоит в выявлении тех изменений в составе воздуха, которые могут оказать воздействие на изменение климата. Поэтому полученные характеристики

должны относиться не только к нижним слоям атмосферы, но и к стратосфере. Важнейшим показателем в данном отношении является содержание аэрозолей и CO_2 в атмосфере. Вместе с тем наблюдения должны установить и степень глобального распространения различных примесей, как антропогенного, так и естественного происхождения, в том числе сернистых соединений, окислов азота, аммиака, окиси углерода, озона, метана и других углеводородов. Наряду с химическим анализом осадков и наблюдениями за прозрачностью воздуха должен проводиться многокомпонентный анализ выпадающих аэрозолей. На базовых станциях полезным представляется дистанционное вертикальное зондирование столба атмосферы с помощью лазерных и спектроскопических методов.

Для исключения влияния локальных источников загрязнения рекомендуется располагать базовые станции в таких районах, где в радиусе 100 км в ближайшие 50 лет практически не будет осуществляться хозяйственная деятельность, связанная с существенными выбросами примесей в атмосферу. Несколько базовых станций по типу упоминавшейся в п. 13.8 станции в Мауна-Лоа организовано США.

Региональные станции предназначены главным образом для оценки изменения фонового загрязнения тропосферы на отдельных крупных территориях. Программа наблюдений здесь включает: измерение спектральной прозрачности воздуха, сбор и анализ осадков (на SO_4 , Cl , NO_3 , Ca , Na , K , тяжелые металлы, pH и электропроводность). Четких критериев для выбора положения региональных станций ВМО не дано.

Рабочей группой по метеорологическим аспектам загрязнения воздуха (РГМАЗА) социалистических стран (Борисенков и др., 1974) рекомендовано размещать эти станции в малонаселенных пунктах на расстоянии примерно 100 км от города с населением не более 200—400 тыс. жителей, в котором нет особо мощных источников загрязнения воздуха. В городе организуются параллельные наблюдения по такой же программе, что и на базовых станциях. По данным наблюдений на двух станциях можно определить локальную составляющую фонового загрязнения атмосферы, связанную с влиянием ближайшего города.

По рекомендации РГМАЗА летом 1973 г. в СССР на Кавказе недалеко от базовой станции проведены международные сравнения методов и приборов для фоновых наблюдений, применяемых в ряде стран. Сопоставлялись способы сбора и анализа осадков, определения спектральной прозрачности атмосферы по актинометрическим данным, определения микроконцентраций SO_2 и NO_2 , характерных для сравнительно чистой атмосферы в горных условиях.

В ФРГ осенью 1974 г. были проведены сравнения методов из-

мерения фонового содержания сернистых соединений в атмосфере.

Материалы наблюдений на фоновых станциях поступают в информационный центр ВМО в США, где уже изданы первые сводки данных о прозрачности и химическом составе осадков.

Проведенные в СССР наблюдения показали, что в отношении радиационных показателей и по химическому составу осадков выбранные станции расположены в местах со сравнительно чистой атмосферой. Из публикаций центра ВМО следует, что указанный в п. 8.5 коэффициент Шюппа, характеризующий аэрозольную компоненту оптической толщины, на разных станциях мира принимает значение от 0,02 до 0,3. Чем меньше этот коэффициент, тем прозрачнее воздух. На фоновых станциях СССР среднегодовые значения этого коэффициента находятся в пределах 0,02—0,10, т. е. в диапазоне сравнительно малых значений. На базовой станции на Кавказе его значение составляет от 0,02 до 0,04. За 1972 и 1973 гг. этот коэффициент на некоторых станциях увеличивался, на других — уменьшался или оставался без изменения. Аналогичное положение отмечалось также в отношении минерализации и некоторых показателей химического состава осадков.

Фоновые станции непосредственно связываются с организацией мировой системы наблюдений — международного мониторинга, которая создается по рекомендации Стокгольмской конференции ООН (1972 г.) для изучения не только изменений состава атмосферы, но и их воздействия на различные части биосферы, для исследования экологических последствий загрязнения воздуха в их связи с загрязнением внешней среды в целом (Манин, 1973а; Израэль, 1974б). Выделяются три группы станций: базовые (в наиболее чистых местах планеты), региональные (в сельской местности) и городские (вне промышленных районов). Исследуемые примеси разбиваются на две группы — с относительно малым и длительным временем жизни. Предполагается, что наблюдения за примесями первой группы будут проводиться на более густой сети станций, чем за примесями второй группы.

В целом только сейчас вырабатываются подходы к исследованию глобального загрязнения воздуха. Требуется дальнейшее развитие программы наблюдений и совершенствование их методов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, укажем, что фронт исследования атмосферной диффузии и загрязнения воздуха весьма широк. Разработанные методы находят успешное применение для решения различных научных и практических задач.

Вместе с тем решение многих из этих задач только начато. Одно из направлений дальнейшего развития их должно быть связано с более детальной характеристикой метеорологических условий, при которых наблюдается интенсивное загрязнение воздуха. В частности, необходимо исследовать структуру воздушного потока и особенности турбулентного обмена в широком диапазоне условий погоды над различными типами рельефа и городских застроек.

Нужно разработать методы оценки средних концентраций примеси за длительные периоды времени. При этом должны быть уточнены и соответствующие критерии опасности длительного загрязнения воздуха или живых организмов и внешней среды. Следует устранить имеющееся сейчас несоответствие между значениями разовых и среднесуточных предельно допустимых концентраций, которое приводит к значительным различиям при нормировании выбросов в атмосферу.

В области экспериментальных исследований нужно продолжить работы по созданию автоматической и регистрирующей аппаратуры, достаточно точной и вместе с тем доступной для широкого внедрения в практику. Сейчас насчитываются тысячи вредных веществ, выбрасываемых в атмосферу, поэтому важно развивать многокомпонентные методы анализа газовых смесей и аэрозолей. В данной связи требуется разработка централизованной системы сбора проб воздуха, отобранных в различных городах для анализа их в нескольких крупных лабораториях, где можно использовать сложную и точную аппаратуру, сосредоточить высококвалифицированные кадры, внедрять автоматизированные системы передачи данных регистрации загрязнения

воздуха в отдельных пунктах города по каналам телефонной и радиосвязи на центральный пульт с обработкой этих данных на ЭВМ. Существенное значение приобретает применение лазерной и спектроскопической техники для дистанционного определения химического состава воздуха как с помощью наземных установок, так и аппаратуры, размещенной на самолетах и спутниках. Требуется уделить большое внимание вопросам стандартизации и унификации методов изучения загрязнения атмосферы.

Накопление материалов наблюдений стимулирует применение физико-статистического анализа данных о загрязнении воздуха и совершенствования методов прогноза загрязнения атмосферы от отдельных источников и в городе с большим числом источников. Следует развивать методы математического и аэродинамического моделирования как для оценки загрязнения воздуха в городах и промышленных центрах, так и для разработки рекомендаций по оздоровлению их воздушного бассейна, в том числе по оптимальному размещению промышленных объектов и жилых массивов. В данной связи, а также для решения других задач требуется развитие исследований загрязнения воздуха от различных наземных источников. Для таких источников, в частности, мало изучен начальный подъем примеси, вследствие чего пока не установлены метеорологические условия, при которых могут наблюдаться наибольшие концентрации (аналогично сделанному для высоких источников). Эти вопросы становятся весьма актуальными в связи с увеличением сети газопроводов. Трубы, по которым транспортируется природный газ с большим содержанием H_2S , аммиака и т. п., в отдельных местах могут прорываться, создавая наземные источники вредных газов. Даже прорыв чистого природного газа может иногда вызвать пожары в лесах. Поэтому в районах газопроводов необходимо устанавливать границы безопасных зон.

Необходимо также расширить исследования загрязнения воздуха выбросами автотранспорта, исследования процессов превращения различных примесей в атмосфере и их взаимодействия с подстилающей поверхностью.

Нужно оценить степень загрязнения воздуха при горных разработках и различных взрывных работах, в частности в глубоких карьерах, при использовании химикатов для обработки сельскохозяйственных культур и полей, при активных воздействиях на погоду. Следует изучить условия распространения примеси на промплощадках и вертикальное распределение вредных веществ вблизи предприятий, в производственные помещения которых требуется специальная подача чистого воздуха.

Одной из актуальных задач, к решению которой сейчас привлекается внимание ряда исследователей, является перенос влаги от промышленных источников (см. гл. 5), в частности от градирен, строительство которых увеличивается вблизи электростанций. В работе Берлянда и Киселева (1975) формулируется система уравнений, описывающих взаимосвязанные изменения температуры воздуха и выбросов влаги с учетом ее конденсации, а также водности и количества образующихся водяных капель. Решение задачи выполняется численно методами, изложенными в гл. 1 и 5. Такое решение позволяет оценить зоны конденсации влаги, распределение водности и характеристики спектра капель в зависимости от метеорологических условий. Из расчетов, в частности, следует, что длина таких зон примерно обратно пропорциональна дефициту влажности, что находится в соответствии с некоторыми экспериментальными работами, проведенными в США. Учитывается и взаимодействие образующихся капель с примесью, поступающей от тех же или соседних источников. При этом рассеивание легкой примеси, поглощенной каплями, становится сходным с распространением тяжелой примеси и максимум ее наземной концентрации может увеличиться в 2—3 раза. Данные работы требуют уточнения в плане более детального изучения начального подъема и др. Должны получить развитие работы по инвентаризации вредных выбросов, оценке вклада в загрязнение воздуха различных источников, разработке методов научно-технического прогноза загрязнения атмосферы на периоды времени от нескольких лет до нескольких десятилетий с рекомендациями по обеспечению необходимой чистоты воздуха.

На очереди стоят вопросы широкого изучения макромасштабных эффектов распространения примесей искусственного и естественного происхождения. При существующей тенденции расширения городов и их слияния могут создаваться обширные территории с загрязненным воздушным бассейном. Предполагается, например, что к 2000 г. между Бостоном и Вашингтоном на территории 30 тыс. км² будет проживать более 50 млн. человек, поэтому нужны обоснованные прогнозы ожидаемой опасности, связанной с глобальным загрязнением атмосферы, и рекомендации по ее предотвращению.

Значительную роль должны сыграть систематические наблюдения за фоновым загрязнением на мировой сети станций. Возникла также необходимость анализа влияния на атмосферу выбросов реактивной авиации, для которой характерно быстрое развитие.

Существенно исследовать не только влияние метеорологических факторов на распространение примесей, но и обратное воз-

действие загрязнения воздуха на атмосферные процессы. Нужно изучить локальную взаимосвязь между загрязнением воздуха и микроклиматом городов, а также макромасштабное влияние городов и промышленных центров на погоду и климат планеты.

В последние годы ряд исследователей обращает внимание на возможности значительного загрязнения воздуха в результате переноса примесей от весьма удаленных источников. В частности, это относится к кислотным аэрозолям, образующимся вследствие преобразования SO₂ в атмосфере. В некоторых случаях по виду, составу и структуре этих аэрозолей делают предположение об их источниках и механизме возникновения. Например, Брассе (1975) приводит данные анализа почти 10-летних наблюдений за составом аэрозолей на ряде станций в Швеции. На основе этого анализа аэрозоли разделены на два типа. К первому типу отнесены аэрозоли темного цвета, образующиеся в результате каталитического окисления SO₂ в сульфат аммония; ко второму типу — более светлые аэрозоли, которые значительно токсичнее из-за существенно большей кислотности. Поскольку второй тип аэрозолей отмечался в летнее время при ясной погоде, обычно при западном ветре, Брассе относит его происхождение к фотохимическому превращению SO₂, длительно перемещающегося на расстояния более 1000 км (возможно, из Англии). Эти и аналогичные результаты, в частности отмеченные в п. 13.2 случаи переноса сернистых соединений на далекие расстояния с осадками с возможным увеличением кислотности почвы, послужили поводом для предложений ученых Норвегии об организации европейской сети станций для наблюдений за перемещением примесей над континентом, а также по разработке методов анализа и прогноза этих перемещений.

Вопросы загрязнения атмосферы тесно связаны с проблемой сохранения биосферы. С одной стороны, атмосферные примеси могут выпадать на почву, проникать в воду и оказывать вредное влияние на различные компоненты биосферы; с другой стороны, вещества, загрязняющие воду и почву, могут поступать в атмосферу при испарении с водоемов и океанов, а также при выносе с подстилающей поверхности земли. Нередко технически возможно уменьшить вредные выбросы от ряда производств. Известны случаи и противоположного характера, когда, очищая атмосферу, загрязняют водоемы (например, при использовании способа мокрой золоочистки на ТЭС).

Очевидно, рациональное решение данного вопроса должно учитывать взаимосвязь между показателями ущерба, наносимого различным частям окружающей среды и человеческому обществу. Надо иметь в виду и возможный круговорот в биосфере ряда выбрасываемых примесей и веществ, образующихся в процессе их распространения. Так, известны вредные аэро-

золи, которые выпадают на почву и растительный покров, затем поглощаются животными и накапливаются в их организмах. В результате использования продуктов животноводства и растениеводства эти вещества воздействуют на людей. Подобные цепочки переноса вредных веществ, особенно с канцерогенными и радиоактивными свойствами, могут представлять существенную опасность. Нужно поэтому говорить об определении интегральной нагрузки на окружающую среду или биосферу в целом. Вместе с тем нельзя утверждать, что вообще недопустимы какие-либо внешние нагрузки на природу. Естественные процессы постоянно подвергаются воздействиям извне, и это не всегда связано с вредными последствиями. Задача состоит в оценке допустимых нагрузок на биосферу в целом. Понятно, что требования к общим оценкам более высокие, чем при рассмотрении влияния на отдельные компоненты окружающей среды. Так, при нормировании выбросов от производства в ряде случаев недостаточно вводить величины предельно допустимых концентраций раздельно для воздуха и воды. С учетом взаимосвязи между загрязнением обеих сред, ПДК для каждой из сред должны снижаться. Следовательно, требуется определение количественных показателей ущерба, наносимого биосфере, и обоснование допустимых на нее нагрузок. Именно из данных позиций может быть установлена и совокупность мероприятий, обеспечивающих условия, при которых загрязнение среды не вызывает нежелательных последствий. Одним из важнейших вопросов при этом является учет закономерностей распространения примесей от их источников.

Несомненно, что данная задача чрезвычайно сложна, и сейчас намечаются только подходы к ее решению (Израэль, 1974б). Внимание исследователей должно быть направлено на выявление вопросов, требующих первоочередного решения, выбора основных объектов изучения и главных звеньев взаимосвязи между ними. Основой решения этой задачи должны стать теоретическое моделирование процессов и направленная постановка эксперимента, с тем чтобы опытные материалы позволяли проверить, уточнить и обобщить теорию.

Результаты рассмотренных в книге работ указывают на значительные возможности и вместе с тем на ответственность исследователей в решении этих исключительно важных научных и практических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович Г. Н.
1960. Теория турбулентных струй. М., Физматгиз.
- Алекин О. А.
1970. К вопросу о роли химического состава атмосферных осадков в формировании состава речных вод.— Тр. ЛГМИ, вып. 39, с. 140—148.
- Александров Н. Н.
1966. Об оценке точности измерения количества оседающей пыли.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 83—93.
- Александров Н. Н., Гунин Г. С.
1969. Об измерении концентраций атмосферной пыли радиометрическим методом.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 115—122.
- Александров Н. Н. и др.
1964. Сопоставление результатов наблюдений за атмосферными выпадениями с помощью различных сборников.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 95—101.
1968. Спектральный метод определения ряда элементов в атмосферных аэрозолях.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 196—204.
- Алексеева М. В.
1963. Определение атмосферных загрязнений. М., Госхимиздат.
- Альперин В. З. и др.
1968. Автоматический газоанализатор для непрерывного определения сернистого газа в атмосферном воздухе.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 175—180.
- Ананьев К. В.
1973. Борьба с загрязнением окружающей среды в США.— «США — экономика, политика, идеология», № 7, с. 108—120.
- Андреев П. И.
1952. Рассеяние в воздухе газов, выбрасываемых промышленными предприятиями. М., Госстройиздат.
- Анжелл и др. (Angell J. e. a.)
1972. Urban influence on nighttime airflow estimated from tethered flights in the planetary boundary layer of the Los Angeles basin.— „J. Appl. Met.“, N 3, p. 451—471.
- Ариель Н. З., Ключникова Л. А.
1960. Ветер в условиях города.— Тр. ГГО, вып. 94, с. 29—32.
- Арраго Л. Р., Швец М. Е.
1963. К вопросу распространения тяжелой однородной примеси из точечного источника.— Тр. ЛГМИ, вып. 15.
- Артемова Н. Е.
1967. Возможный метод оценки средней суточной концентрации примеси в приземном слое воздуха.— Тр. ИПГ, вып. 4, с. 65—72.
- Артемова Н. Е., Теворовский Е. Н.
1971. Принципы нормирования выбросов радиоактивных продуктов из труб предприятий атомной промышленности и энергетики.— «Атомная энергия», вып. 6.
- Атвотер (Atwater M.)
1971. The thermal effects of pollutants evaluated by a numerical model. Air Poll. Met. Conference. Raleigh, p. 108—113.
- Аулисис (Aulicisms A.)
1973. Trends in smoke concentration before and after the clean air act of 1956.— „Atm. Env.“, N 11, p. 1063—1070.
- Ашби и Фриттс (Ashby W., Fritts H.)
1972. Tree growth, air pollution and climate near la Porte.— „Bull. Amer. Met. Soc.“, N 3, p. 246—251.

- Байков Б. К. и др.
1971. Проверка методики расчета рассеивания в атмосфере холодных выбросов на материалах обследования предприятий искусственного волокна.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 72—81.
- Баркер и др.
1962. Загрязнение атмосферного воздуха.— ВОЗ, Женева.
- Бах (Bach W.)
1970. An urban circulation model.— „Arch. Met. Geoph. Bioclimat“, N 2.
- Бёер В.
1966. Техническая метеорология. (Пер. с нем.) Л., Гидрометеониздат.
- Безуглая Э. Ю.
1968. К определению потенциала загрязнения воздуха.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 69—79.
1969. Использование статистических методов для обработки данных наблюдений за загрязнением воздуха.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 42—47.
1971. К статистическому определению средних и максимальных значений концентрации примесей.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 133—139.
- Безуглая Э. Ю., Расторгуева Г. П.
1973. Загрязнение воздуха в городах различных стран.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 215—230.
- Безуглая Э. Ю., Сонькин Л. Р.
1971. Влияние метеорологических условий на загрязнение воздуха в городах Советского Союза.— В кн.: «Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы», Л., Гидрометеониздат, с. 241—252.
- Безуглая Э. Ю., Чолоян Е. С.
1971. Влияние метеорологических факторов на размещение промышленных предприятий.— «Оздоровление окружающей среды населенных мест», вып. 9, с. 55—58.
- Безуглая Э. Ю. и др.
1971. Годовой и суточный ход содержания атмосферных примесей в городских условиях.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 152—161.
- Бекорюков В. Н., Кароль И. Л.
1962. Теоретическая оценка эффективности улавливания липкими планшетами в приземном слое атмосферы.— В кн.: Вопросы ядерной метеорологии, М., Госатомиздат.
- Белугина и др.
1971. Исследование распространения вредных примесей в районе высоких источников выброса.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 81—86.
- Беляшова М. А.
1964. Некоторые данные о распределении ядер конденсации в районе Шекинской ГРЭС.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 88—94.
1973. О распространении аэрозолей над морями.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 138—155.
- Беляшова М. А. и др.
1965. Данные о формах факела дыма в связи с особенностями строения пограничного слоя.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 86—93.
- Бем В.
1971. Результаты экспериментальных исследований дымовых струй от тепловых электростанций.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы, Л., Гидрометеониздат, с. 44—48.
- Бердыева Х. В. и др.
1967. Влияние выбросов автотранспорта на загрязнение воздуха жилых помещений и уличной магистрали.— «Гигиена и санитария», № 6.
- Берлянд М. Е.
1944. Определение горизонтальной составляющей коэффициента

- турбулентной диффузии.— Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геофиз., № 1, с. 6—10.
1947. Теория изменения ветра с высотой.— Тр. НИИ ГУГМС, сер. 1, № 25, с. 14—67.
1952. О рассеянии длинноволновой радиации в аэрозолях и выборе эффективных дымов для борьбы с заморозками.— Тр. ГГО, вып. 29 (31), с. 61—71.
1956. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 436 с.
1961. Определение коэффициента турбулентного обмена по очертанию дыма от промышленных труб.— «Метеорология и гидрология», № 6, с. 13—20.
1963. К теории турбулентной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 138, с. 31—37.
- 1966 а. Об опасных условиях загрязнения атмосферы промышленными выбросами.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 15—25.
- 1966 б. Климатические аспекты исследования загрязнения атмосферы промышленными выбросами.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеониздат, с. 280—291.
- 1966 в. Защита растений от заморозков.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеониздат.
- 1966 г. Some theoretical questions of heat and moisture exchange in the atmospheric surface layer. The 11-th Pacific Sci. Congr. Symp. on Agricult. Met. Tokyo, 18 p.
- 1967 а. Основные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения воздуха.— Тр. ГГО, вып. 218, с. 295—308.
- 1967 б. Метеорологические проблемы обеспечения чистоты атмосферы.— «Метеорология и гидрология», № 11, с. 50—62.
- 1967 в. To the theory of the industrial emission dispersion in the atmosphere of the coastal zone.— „Idöjaras“, N 12, p. 65—72.
1969. High values of atmospheric pollution in summer at Kew and the associated weather.— „Atm. Env.“, 3, N 4.
- 1970 а. О распространении атмосферных примесей в условиях города.— «Метеорология и гидрология», № 3, с. 45—57.
- 1970 б. Meteorological factors in the dispersion of air pollutants in town conditions.— „WMO Tech. Note“, N 108, p. 196—213.
1971. Состояние и перспективы развития метеорологических исследований загрязнения атмосферы.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 11—23.
- 1972 а. Современные проблемы атмосферной диффузии и обеспечения чистоты атмосферы.— Тр. V Всесоюзного метеорологического съезда, т. 3. Л., Гидрометеониздат, с. 164—173.
- 1972 б. Atmospheric diffusion investigations in the USSR.— „WMO Tech. Note“, Appendix, N 121, p. 55—116.
- 1972 в. Investigations of atmospheric diffusion providing a meteorological basis for air pollution control.— „Atmos. Env.“, N 6, p. 379—388.
1974. Исследование атмосферной диффузии и загрязнение атмосферы на современном этапе.— В кн.: Итоги науки. Метеорология и климатология, т. 2. М., ВИНТИ, с. 250—330.
- Берлянд М. Е., Берлянд Т. Г.
1952. Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, с. 64—78.
- Берлянд М. Е., Генрихович Е. Л.
1971. Атмосферная диффузия и структура воздушного потока над неоднородной подстилающей поверхностью.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 49—69.

1972. Some features of turbulent diffusion and air pollution in the stratified conditions. Intern. Symp. on Stratified Flows, Novosibirsk.
- Берлянд М. Е., Канчан Я. С.
1973. К теории образования радиационных туманов и их влияния на распространение примесей.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 3—20.
- Берлянд М. Е., Киселев В. Б.
1972. О влиянии рельефа на распространение примесей с учетом их начального подъема.— «Метеорология и гидрология», № 3, с. 3—10.
1975. Распространение в атмосфере промышленных выбросов влаги и их влияние на рассеивание примесей.— «Метеорология и гидрология», № 4, с. 3—15.
- Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я.
1972. Города и климат планеты. Л., Гидрометеиздат, 40 с.
- Берлянд М. Е., Куренбин О. И.
1969. Об атмосферной диффузии примесей при штиле.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 3—13.
- Берлянд М. Е., Оникул Р. И.
1963. К вопросу об образовании речных туманов.— Тр. ВНМС, т. 7. Л., Гидрометеиздат.
1968 а. К теории трансформации воздушных масс и образования речных туманов.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 14—27.
1968 б. Физические основы расчета рассеивания в атмосфере промышленных выбросов.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 3—27.
1971. К обобщению теории рассеивания промышленных выбросов в атмосферу.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 3—27.
- Берлянд М. Е., Селезнева Е. С.
1973. The distribution of antropogenic aerosols in the atmosphere and their interaction with clouds and fogs. Intern. Conf. on nucleation, Leningrad.
1974. Защита воздушной среды от загрязнения и исследование атмосферных примесей.— Тр. ГГО, вып. 344, с. 209—231.
- Берлянд М. Е., Шилин В. В.
1971. Several examples of the use of the remote sensing of gases and vapors. Proc. Seventh Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment. Michigan, Ann Arbor.
- Берлянд М. Е. и др.
• 1963 а. Численное решение уравнения турбулентной диффузии и расчет загрязнения атмосферы вблизи промышленных предприятий.— Тр. ГГО, вып. 138, с. 3—17.
• 1963 б. О загрязнении атмосферы промышленными выбросами при аномальных условиях стратификации.— «Метеорология и гидрология», № 8.
• 1964 а. О расчете загрязнения атмосферы выбросами из дымовых труб электростанций.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 3—21.
• 1964 б. Численное исследование атмосферной диффузии при нормальных и аномальных условиях стратификации.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 22—32.
• 1964 в. Особенности диффузии тяжелой примеси в атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 33—40.
• 1965 а. Некоторые актуальные вопросы исследования атмосферной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 3—22.
• 1965 б. Влияние вертикального распределения температуры и скорости ветра на атмосферную диффузию радиоактивных примесей.— В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии, М., Атомиздат.

1966. К теории зависимости между концентрациями аэрозолей в атмосфере и их потоками на горизонтальный планшет.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 3—14.
- 1968 а. К теории атмосферной диффузии в условиях тумана.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 3—13.
1968 б. Влияние рельефа на распространение примесей от источника.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 28—44.
1970. Theory of tracer distribution near the ground.— «J. Geophys. Res.», vol. 75, N 18.
1972. О прогнозировании загрязнения воздуха.— «Метеорология и гидрология», № 9.
- 1973 а. Климат города и проблема изменения глобального климата.— «Метеорология и гидрология», № 1.
1974 а. Комплексное исследование особенностей метеорологического режима большого города на примере г. Запорожье.— «Метеорология и гидрология», № 1, с. 14—24.
1974 б. К теории рассеяния и поглощения радиации и оценке глобального загрязнения атмосферы по актинометрическим данным.— Тр. ГГО, вып. 314, с. 3—20.
1974 в. К методике расчета рассеивания примеси от линейных источников и аэрационных фонарей.— Тр. ГГО, вып. 314, с. 21—41.
1974 г. Basic principles of determination of atmospheric pollution in the USSR.— «Proc. Techn. Conf. on Observ. and Measurement of Atmos. Pollution. Helsinki. WMO, N 808, Geneva, p. 125—133.
1974 д. Аэрогеохимическая съемка для изучения объектов земной поверхности и атмосферных примесей естественного происхождения.— Тр. ГГО, вып. 314, с. 52—71.
1975. Об оптимальной организации выбросов от совокупности источников.— Тр. ГГО, вып. 325, с. 3—25.
- Берлянд М. Е. (ред.)
1964. Временная методика расчетов рассеивания в атмосфере выбросов (золы и сернистого газа) из дымовых труб электростанций.— «Теплоэнергетика», № 7.
1970. Методические указания управления Гидрометслужбы по обследованию загрязнения воздуха в городах и промышленных центрах. Л., Гидрометеиздат.
- Берлянд М. Е., Вольберг Н. Ш. (ред.)
1971. Временные методические указания по определению содержания примесей в атмосфере. Л., Гидрометеиздат. 80 с.
- Берлянд М. Е., Кошкин А. М. (ред.)
1967. Указания по расчету рассеивания в атмосфере вредных веществ, содержащихся в выбросах промышленных предприятий. СН 369-67. Л., Гидрометеиздат. 48 с.
- Берлянд М. Е. и др. (ред.)
1975. Указания по расчету рассеивания вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. СН 369-74. М. Стройиздат. 44 с.
- Бетчов Р., Яглом А. М.
1971. Замечания о теории подобия для турбулентности в неустойчиво стратифицированной жидкости.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 12, с. 127—129.
- Бирли и Хьюсон (Birly E., Hewson F.)
1965. Some restrictive meteorological conditions to be considered in the design of stacks.— «J. Appl. Met.», N 3, p. 383—390.
- Блэкедар (Blackadar A. K.)
1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions.— «Bull. Amer. Met. Soc.», N 5.
- 27 М. Е. Берлянд

- Блэкерн др. (Blacker J. H., e. a.)
1973. Evaluation of the reference method for determination of sulfur dioxide in the atmosphere.— "JAPCA", N 6, p. 525—527.
- Бозанке и Пирсон (Bosanquet C., Pearson J.)
1936. The spread of smoke and gases from chimneys. "Trans. Faraday Soc.", vol. 32.
- Бозанке и др. (Bosanquet C., e. a.)
1950. Dust deposition from chimney stacks.— "Proc. Inst. Mech. Eng.", vol. 162, p. 335—367.
- Болин и Бишоф (Bolin B., Bishof W.)
1970. Variations of the carbon dioxide content of the atmosphere of the northern hemisphere.— "Tellus", vol. 22, p. 431.
- Борисенков Е. П. и др.
1974. Международное сотрудничество Главной геофизической обсерватории.— Тр. ГГО, вып. 344, с. 251—262.
- Броссе (Brosset C.)
1975. Acid particulate air pollutants in Sweden. IVL, B222, Gothenburg. 30 p.
- Бригс (Briggs G.)
1969. Plume rise. USA EC Division of tech. information extension (TID-25075).
- Брингфелт (Bringfelt B.)
1968. Plume rise measurements of industrial chimneys.— "Atmos. Environ.", vol. 2, p. 575—598.
1969. A study of buoyancy chimney plumes.— "Atmos. Environ.", vol. 3, N 6, p. 609—623.
1971. Important factors for the sulphur dioxide concentration in central Stockholm.— "Atmos. Environ.", N 11, p. 949—972.
- Бройдо А. Г. (ред.)
1964. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеониздат.
- Броунштейн А. М. и др.
1974. О методе определения общего содержания CO₂ в атмосфере по их спектрам поглощения солнечной радиации.— Тр. ГГО, вып. 324, с. 6—13.
- Будыко М. И.
1948. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеониздат. 136 с.
1971. Климат и жизнь. Л., Гидрометеониздат. 472 с.
1974. Изменение климата. Л., Гидрометеониздат. 280 с.
- Буренин Н. С. и Вдовин Б. И.
1974. Вертолетные измерения распределения примесей над городом.— Тр. ГГО, вып. 332, с. 69—75.
- Буренин Н. С. и др.
1968. Экспедиционное изучение загрязнения воздушного бассейна промышленных городов.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 100—108.
- Буров М. И. и др.
1969. Стереометрический метод исследования атмосферной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 77—85.
- Бурцев И. И., Малахов С. Г.
1968. Вымывание осадками продуктов деления из подоблачного слоя атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 3, с. 328—324.
- Бускарени и Детри (Bouscaren M., Detrie J.)
1972. Calcul de la hauteur des cheminées. Pourquoi? Comment?—"Poll. Atmos.", N 53, p. 1—16.

- Буш и др. (Bush N. E. e. a.)
1973. Workshop on micrometeorology. Boston Amer. Met. Soc., p. 392.
- Буштуева К. А. и др.
1973. Итоги и перспективы нормирования атмосферных загрязнений.— Тр. 16-го съезда гигиенистов.
- Бызова Н. Л.
1974. Рассеивание примесей в пограничном слое атмосферы. М., Гидрометеониздат. 190 с.
- Бызова Н. Л., Махонько К. П.
1968. О взаимодействии аэрозоля с подстилающей поверхностью.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 9, с. 1000—1003.
- Бызова Н. Л., Оникул Р. И.
1965. Анализ поля концентраций тяжелой примеси по данным опытов на 300-метровой метеорологической башне.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 35—41.
- Бызова Н. Л., Иванов В. И. (ред.)
1965. Пограничный слой атмосферы.— Тр. ИПГ, вып. 2. 184 с.
- Бютнер Э. К.
1964. Зависимость величины дисперсии частиц, испускаемых непрерывным источником, от интервала времени опыта.— Тр. ГГО, вып. 150.
- Вавилова Н. Г. и др.
1969. Статистический анализ данных о загрязнении воздуха в городах с помощью естественных функций.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 27—32.
- Васильченко И. В.
1965. Основные типы вертикальных профилей температуры и ветра в нижнем 500-метровом слое по аэростатным наблюдениям в районе Шекинской ГРЭС.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 94—103.
- Вайнерди др. (Wainerdi R. e. a.)
1971. Nuclear analytical methods and systems for the measurement of trace constituents in the environment. Nucl. Tech. Environ. Pollut., Vienna, p. 459—479.
- Васин М. И.
1974. Чистое небо. М., «Советская Россия». 176 с.
- Вдовин Б. И., Волошин В. Г.
1969. О частоте и точности температурного зондирования пограничного слоя атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 184—190.
- Вдовин Б. И., Царев А. М.
1969. О развитии штилей в пограничном слое атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 191—194.
- Вдовин Б. И. и др.
1971. Экспериментальные исследования рассеивания в атмосфере холодных вентиляционных выбросов предприятий вискозного волокна.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 57—71.
1973. Изучение закономерностей рассеивания в атмосфере выбросов от глиноземно-цементных промышленных комплексов.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 240—249.
- Вейкман (Weykman H.)
1972. Man-made weather patterns in the Great Lakes basin.— "Weather-wise", N 6, p. 260—268.
- Вейншток и Никки (Weinstock B., Niki H.)
1972. Carbon monoxide balance in nature.— "Science", vol. 176, p. 290—292.
- Вестгейке (West P. W., Gaeke G. G.)
1956. Fixation of sulfur dioxide as disulfidomercurate II, subsequent colorimetric estimation.— "Anal. Chem.", 28, p. 1816—1819.

- Визерли (Weatherley M. L.)
1972. Effects of suspension of smoke control orders on smoke concentrations.— "Clean Air", N 6, p. 9—10.
- Виноградов А. П.
1971. Человек и климат. Неделя. № 32.
- Випперман (Wippermann F.)
1961. Die maximal-konzentrationen in Turbulenter strömung ausbreiten den gasen.— "Int. J. Air. Wat. Poll.",
1960. Schornsteinmindesthöhen. Dormstadt.
- Випперман и Клюг (Wippermann F., Klug W.)
1960. Schornsteinmindesthöhen. Dormstadt.
- Воздействие на окружающую среду. Man's impact on the Global environment.
1970. MIT Press.
- Волошин В. Г.
1968. К вопросу о применении радиозондов для исследования пограничного слоя атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 223—230.
- Волощук В. М.
1971. Введение в гидродинамику грубодисперсных аэрозолей. Л., Гидрометеониздат. 208 с.
- Вольберг Н. Ш.
1969. Кулонометрический метод определения серосодержащих соединений в воздухе.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 107—117.
- Вольберг Н. Ш. и Почина И. И.
1974. Непрерывное определение содержания окиси углерода в атмосфере кулонометрическим методом. Тр. ГГО, вып. 314, с. 114—122.
- Вольберг Н. Ш. и др.
1971. Вопросы внедрения автоматических методов определения атмосферных загрязнений.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 260—268.
1973. Результаты международных сравнений автоматических газоанализаторов на сернистый газ.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 26—40.
- Воронцов П. А.
1960 а. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеониздат.
1960 б. Методы и приборы для изучения пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеониздат.
1964. Некоторые задачи аэрологических наблюдений при исследовании распространения дымовых струй.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 56—68.
1965. Исследования турбулентного обмена в районе Щекинской ГРЭС.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 104—121.
1968. Исследование структуры воздушного потока как фактора переноса продуктов загрязнения атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 138—154.
- Воронцов П. А. и др.
1964. Методика и некоторые результаты исследования турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы с помощью самолета.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 77—83.
- Воронцов П. А. (ред.)
1970. Метеорологический режим карьеров.— Тр. ГГО, вып. 270.
1972. Воздухообмен и микроклимат карьеров.— Тр. ГГО, вып. 294.
- Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э.
1958. О распространении дыма из фабричных труб.— Тр. ГГО, вып. 77.
- Гаргер Е. К.
1971. О рассеянии дыма от высотного точечного источника.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 194—206.

- Гельбвахс и др. (Gelbwachs J. e. a.)
1972. Fluorescence determination of atmospheric NO₂.— "Opto-electron", vol. 4, N 2, p. 155—160.
- Генихович Е. Л., Грачева В. П.
1965. Анализ дисперсии горизонтальных колебаний направления ветра.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 42—47.
- Генихович Е. Л., Русина Е. Н.
1973. Оценка аэрозольного ослабления по данным актинометрических наблюдений с фильтрами.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 105—110.
- Генихович и др.
1973. О возможности прогноза загрязнения городского воздуха методом распознавания образов.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 21—25.
- Георгин и Витце (Georgii, H., Vitze W.)
1971. Global and regional distribution of sulfur components in the atmosphere.— "Idöjaras", 75, N 5—6, p. 294—299.
- Герасимов И. П., Будыко М. И.
1974. Актуальные проблемы взаимодействия человека и природы. Коммунист, № 10, с. 79—91.
- Гильберт (Gilbert T.)
1973. Problems bei der berechnung von schornsteinhöhen in der internationaler sicht. Proc. 3d Int. Clean Air Congr. Düsseldorf, B 98—101.
- Гильденскильд Р. С. и др.
1968. Результаты экспериментальных исследований загрязнения атмосферы в районе Молдавской ГРЭС.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 65—68.
- Гисина Ф. А.
1964. Распределение примеси, поступающей от непрерывного точечного источника при тумане.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7.
- Гиффорд (Gifford F.)
1959. Statistical properties of a fluctuating plume dispersion model. Atmospheric diffusion and air pollution.— "Adv. in Geoph.", vol. 6, Acad. Press, p. 117—138.
1960. Peak to average concentration rations according to air fluctuating plume dispersion model.— "Int. J. Air Water. Pollut.", 3, N 4, p. 253—260.
- Гиффорд и Ханна (Gifford F., Hanna S.)
1973. Modeling urban air pollution.— "Atm. Env.", N 1, p. 131—136.
- Голдсмит и др. (Goldsmith P. e. a.)
1973. Nitrogen oxides, nuclear weapon testing, concorde and stratospheric ozone.— "Nature", vol. 244, N 5418, p. 545—551.
- Гольдберг М. С. и др.
1963. Инструктивно-методические указания по организации исследования загрязнения атмосферного воздуха. Л., Медгиз.
- Гольдберг И. А. (ред.)
1967. Микроклимат СССР, Л., Гидрометеониздат.
- Гордон и Кранер (Gordon B., Kraner H.)
1972. On the development by charged particle X-ray fluorescence.— "J. Radioanal. Chem.", 12, N 1, p. 118—188.
- Горлин С. М., Зражевский И. М.
1968. Изучение обтекания моделей рельефа и городской застройки в аэродинамической трубе.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 49—59.
1969. Изучение обтекания характерных форм рельефа в аэродинамической трубе.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 70—76.
- Горошко Б. Б.
1968 а. Некоторые особенности распространения вредных примесей от высоких источников в зависимости от синоптико-метеорологических факторов.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 69—75.

- 1968 б. Постановка экспериментальных работ по изучению распространения вредных примесей от мощных источников.—Тр. ГГО, вып. 234, с. 109—115.
- Горошко Б. Б., Захариев В.
1974. Комплексный эксперимент в Варне.—«Метеорология и гидрология», № 3.
- Горошко Б. Б. и др.
1966. Результаты наблюдений за загрязнением атмосферы окислами азота от химического завода.—Тр. ГГО, вып. 185, с. 63—67.
- 1968 а. К технике наблюдений атмосферного загрязнения с помощью вертолета.—Тр. ГГО, вып. 207, с. 76—81.
- 1968 б. Вопросы методики и результаты исследования загрязнения атмосферы с помощью вертолета.—Тр. ГГО, вып. 234, с. 85—94.
- Готаас (Gotaas J.)
1972. A model of diffusion in a valley from a continuous point source.—“Arch. Met. Geoph. Biokl.”, (A) vol. 21, N 1, p. 13—26.
- Грачева В. П.
1966. Исследование турбулентного режима приземного слоя воздуха в различных географических районах.—Тр. ГГО, вып. 185, с. 55—62.
- 1968 а. Географическое распределение коэффициента турбулентности в приземном слое атмосферы летом в дневное время.—Тр. ГГО, вып. 207, с. 164—169.
- 1968 б. О коэффициенте турбулентного обмена в приземном слое летом в дневное время в различных географических районах СССР.—Тр. ГГО, вып. 234, с. 152—161.
1969. К характеристике термической устойчивости в приземном слое воздуха.—Тр. ГГО, вып. 238, с. 153—179.
- Грачева В. П., Ложкина В. П.
1964. Об устойчивости направления ветра в приземном слое атмосферы.—Тр. ГГО, вып. 158, с. 41—45.
- Грачева И. Г. и др.
1969. К расчету загрязнения атмосферы от многих источников.—Тр. ГГО, вып. 238, с. 14—26.
- Григорьев А. А. и Липатов В. Б.
1974. Пыльные бури по данным космических исследований. Л., Гидрометеониздат, 30 с.
- Гробекер (Grobecker A. S.)
1972. Assessment of climatic changes due to flights in the stratosphere.—“AIAA Paper”, N 658.
- Грэхем (Graham I. R.)
1968. An analysis of turbulence statistics at Fort Wayne, Indiana.—“J. Appl. Met.”, vol. 7, p. 90—93.
- Гумбель Э.
1965. Статистика экстремальных значений. М., «Мир».
- Гутман Л. Н.
1969. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Л., Гидрометеониздат.
- Давитая Ф. Ф.
1965. О возможном влиянии запыленности атмосферы на уменьшение ледников и потепление климата.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2.
- 1971 а. История атмосферы и динамика ее газового состава.—«Метеорология и гидрология», № 2.
- 1971 б. Загрязнение земной атмосферы и изменение ее газового состава.—Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, с. 5—17.

- Девис (Davies D. R.)
1950. Three-dimensional turbulence and evaporation in the lower atmosphere.—“Quart. J. Mech. Appl. Math.”, N 2, p. 168—178.
1954. On diffusion from a continuous point source at ground level into a turbulent atmosphere.—“Quart. J. Mech. Appl. Math.”, vol. 7.
- Денисов А. И.
1957. О распространении пыли и газов из дымовых труб.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6.
- Деруан и Верде (Derouane A., Verday G.)
1973. Comparaison des concentrations en SO_2 à l'intérieur et à l'extérieur de deux bâtiments.—“Atmos. Environ.”, N 9, p. 891—900.
- Дергачев Н. Ф.
1953. Расчетные формулы для определения газовых ингредиентов дыма в атмосферном воздухе.—«Гигиена и санитария», № 5.
- Детри Л.
1973. Атмосфера должна быть чистой. (Пер. с франц.). М., «Прогресс», 378 с.
- Джекобс и Браверман (Jacobs M. B., Braverman M. M.)
1957. Ultramicrodetermination of sulfides in the air.—“Anal. Chem.”, N 9, 1349.
- Джекобс и Хохгайзер (Jacobs M. B., Hochheiser S.)
1958. Continuous sampling and ultramicrodetermination of Nitrogen Dioxide in air.—“Anal. Chem.”, 30, p. 426—428.
- Джиллета и Блиффорд (Jilleta D. A., Blifford J. H.)
1971. Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude.—“J. Atmos. Sci.”, 28, N 7, p. 1199—1210.
- Джонс (Jones P. M.)
1973. Cost analysis in the field of air pollution.—“Atmos. Environ.”, N 12, p. 1191—1198.
- Диксон (Dickson R.)
1961. Meteorological factors affecting particulate air pollution of a city.—“BAMS”, 42, N 8, p. 556—570.
- Димеф и др. (Dimeff J. e. a.)
1971. Heterodyne method for high specificity gas detection.—“AIAA Paper”, N 1064, 8.
- Дмитриев А. А. и Бессонов И. П. (ред.)
1969. Климат Москвы (особенности большого города). Л., Гидрометеониздат.
- Дмитриев М. Т.
1971. Фотохимический смог.—«Природа», № 2, с. 28—35.
- Дмитриев и др. (Дмитриев М. Т., Китросский Н. А., Попов В. А.)
1971. Механизм фотохимического загрязнения атмосферы городов.—В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 295—309.
- Дородницын А. А.
1938. Возмущение воздушного потока, вызванное неровностями на поверхности земли.—Тр. ГГО, вып. 23.
- Дроздова В. М. и др.
1964. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР. Л., Гидрометеониздат.
- Дубов А. С.
1959. Определение коэффициента турбулентного обмена по ускорению самолета.—Тр. ГГО, вып. 98.
- Дунский и др.
1965. Оседание грубодисперсного аэрозоля из приземного слоя атмосферы на подстилающую поверхность земли.—Тр. ГГО, вып. 172, с. 192—204.

1966. Оседание грубодисперсного аэрозоля на подстилающую поверхность земли.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 148—161.
1968. О расчете рассеяния оседающей примеси от линейного источника в пограничном слое атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 28—37.
- Елисеев В. С.
1965. К вопросу о горизонтальном рассеянии примеси в атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 74—75.
1966. Определение параметров атмосферной диффузии по видимым очертаниям дымового облака.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 77—82.
1968. Исследование структуры дымовой струи и определение коэффициента турбулентного перемешивания по вертикальному распределению концентраций.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 95—99.
1971. Стереофотограмметрическое исследование воздушного потока в пограничном слое атмосферы над холмом.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 87—99.
- Жданович Ю. В.
1968. Организация санитарно-защитных зон промышленных предприятий.— В кн.: Метеорологические аспекты промышленных загрязнений атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 30—40.
- Жигаловская Т. Н. и др.
1974. Микроэлементы в природных водах и атмосфере.— Тр. ИЭМ, вып. 2 (41), 182 с.
- Зайнфельд и Хвен (Seinfeld S. H., Chwen W. H.)
1973. Optimal distribution of air pollution sources.— "Atmos. Environ.", N 1, p. 87—100.
- Зайцев А. С.
1969. Исследование характеристик турбулентности с помощью шаров-пилотов.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 180—183.
1971. Автоматизация обработки информации в связи с экспериментальными исследованиями атмосферной диффузии.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 130—136.
- 1973 а. Структура поля концентраций окиси углерода в городе.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 47—51.
- 1973 б. Результаты анализа временной структуры сернистого газа в атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 41—46.
- Зальцман (Saltzman B.)
1954. Coulometric microdetermination of nitrogen dioxide in the atmosphere.— "Anal. Chem.", 12, p. 1949—1955.
- Здунковски и Нильсен (Zdunkowski W. G., Nielsen B. C.)
1969. Preliminary prediction analysis radiation fog.— "Pageogh.", vol. 75.
- Зидиски Вельдс (Zeidisk H., Velds C. A.)
1973. The transport of SO₂ over a long distance.— "Atmos. Environ.", N 9, p. 849—862.
- Зилитинкевич С. С.
1970. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат.
1971. О турбулентности и диффузии при свободной конвекции.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 12, с. 1263—1269.
- Зилитинкевич С. С., Лайхтман Д. Л.
1965. Турбулентный режим в приземном слое атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 2, с. 150—156.
- Зимин А. Г.
1962. Вымывание радиоактивных аэрозолей из атмосферы осадками.— В кн.: Вопросы ядерной метеорологии. М., Атомиздат.
- Зингер (ред.) (Singer S. F., ed.)
1970. Global effects of environmental pollution. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht—Holland.

- Зражевский И. М., Клиного В. В.
1971. К моделированию атмосферных турбулентных движений над неоднородной подстилающей поверхностью.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 39—56.
- Зражевский И. М. и др.
1968. Исследование влияния различных форм рельефа на характеристики воздушного потока в аэродинамической трубе.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 38—50.
- Зуев В. Е.
1972. Лазерное зондирование атмосферы.— «Успехи физ. наук», т. 107, № 3, с. 520—521.
- Иванов В. Н.
1971. Использование параметров эйлеровой турбулентности для оценок лагранжевых характеристик.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 162—178.
- Ивлев Л. С.
1969. Аэрозольная модель атмосферы.— Проблемы физики атмосферы, вып. 8.
- Измеров (Izmerov N. F.)
1973. Control of air pollution in the USSR. WMO, Geneva, 156 p.
- Израэль Ю. А.
1973. Изотопный состав радиоактивных выпадений. Л., Гидрометеиздат, 106 с.
- 1974 а. Мирные ядерные взрывы и окружающая среда. Л., Гидрометеиздат, 136 с.
- 1974 б. Глобальная система наблюдений. Прогноз и оценка изменений состояния окружающей среды. Основы мониторинга.— «Метеорология и гидрология», № 7.
- Израэль Ю. А., Теверовский Е. И.
1971. Возможности широкого мирного использования атомной энергии при обеспечении безопасности населения. «Атомная энергия», № 12.
- Иорданов Д.
1967. О диффузии по направлению ветра и некоторых асимптотических формулах диффузии в приземном слое атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. № 8.
- Иорданов (Iordanov D.)
1972. Simple approximation formula for determining the concentration distribution of high sources.— "Atmos. Environ.", 6, N 6.
- Каган Р. Л., Юдин М. И.
1958. Приближенное решение уравнения рассеяния света.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8.
- Казанский А. Б., Монин А. С.
1962. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений.— «Метеорология и гидрология», № 12.
- Колдер (Colder K. L.)
1965. On the equation of atmospheric diffusion.— "Quart. J. Roy. Met. Soc.", vol. 91, N 390, p. 514—516.
1973. On estimating air pollution concentrations from a highway in an oblique wind.— "Atmos Environ.", N 9, p. 863—868.
- Канно (Kanno S. e. a.)
1959. Atmospheric SO₂ concentrations observed in Keichin industrial center and their relation to meteorological elements.— "Intern. J. Air Wat. Poll.", vol. 1, p. 234—240.

- Кароль И. Л.
1959. О влиянии приземного слоя атмосферы на распространение тяжелой однородной примеси из высотного мгновенного точечного источника.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7.
1960. О влиянии турбулентной диффузии в направлении ветра на распределение концентрации субстанции, диффундирующей в атмосфере.— Докл. АН СССР, № 6, 131 с.
1972. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. Л., Гидрометеиздат. 366 с.
1974. Высотные самолеты и стратосфера. Л., Гидрометеиздат. 48 с.
- Касьян Н. А. и др.
1968. Закономерности изменения температурного градиента в приземном слое воздуха на территории СССР.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 137—151.
- Картрайт (Courtright S.)
1972. The economics of clean air in Canada.— "Chemosphere", N 11, p. 33—38.
- Качество среды (Environmental quality).
1973. The 4th annual report on the Council EQ. Washington.
- Кевamura (Kewamura T.)
1966. Urban climatology in Japan.— "J. of Climate", vol. 3, N 1.
- Келенфа и др. (Kelenfa e. a.)
1967. The vertical spread of urban air pollution.— "Időjárás", vol. 75, p. 5.
- Кейдл Р.
1969. Твердые частицы в атмосфере и в космосе. (Пер. с англ.). М., «Мир».
- Кларенбург и др. (Clarenburg L. A. e. a.)
1972. Automatische Überwachung der Luftverunreinigung in den Niederlanden.— "Staub-Reinhold", 32, N 6, p. 252—258.
- Климаты городов.
1970. Urban climates. "WMO Tech. Note", N 108.
- Клинго В. В., Оникул Р. И.
1968. О поглощении газообразных примесей каплями тумана.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 80—84.
- Клюг (Klug W.)
1964. Meteorologische Einflussgrösse in der Ausbreitungsrechnung.— "Staub", 24, N 10, p. 396—400.
- Кобби Уэлс (Cobb W. L., Wells H. S.)
1970. The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution.— "J. Atmos. Sci.", vol. 27, 814.
- Кольбиг (Kolbig J.)
1965. Die Ermittlung des Wind profils bis 300 m über grund durch. Photogrammetrische vermessung von Rauchmarkierungen.— "Z. f. Met.", Bd. 17.
- Коммонер Б.
1974. Замыкающийся круг. Л., Гидрометеиздат. 280 с.
- Кондратьев К. Я.
1965. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат.
1970. Возможности изучения атмосферных загрязнений с помощью спутников.— «Метеорология и гидрология», № 9.
- Кондратьев К. Я. и др.
1971. О спектральном распределении лучистого потока тепла в атмосфере.— Докл. АН СССР, № 5, с. 197—198.
1973. Влияние аэрозоля на перенос излучения; возможные климатические последствия.— Изд. ЛГУ. 266 с.

- Кондратьев К. Я., Берлянд М. Е. (ред.)
1974. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС-72) — Тр. ГГО, вып. 332, с. 116.
- Коньков С. А.
1968. О регистрации концентрации пыли в атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 181—187.
- Кошкин А. М. и др. (ред.)
1972. Санитарные нормы проектирования промышленных предприятий. СН 245-71. М., Стройиздат.
- Кратцер П. А.
1958. Климат города. М., Изд. иностр. лит. 240 с.
- Крексфорд, Везерли (Craford S. R., Weatherley M.)
1971. Air pollution in towns in the United Kingdom.— "Phil. Trans. Roy. Soc. London", (A) vol. 269, N 1199, p. 503—513.
- Кросс, Шифф (Cross F. L., Schiff H. F.)
1973. Continuous source monitoring.— "Chem. Eng.", 80, N 14, p. 125—127.
- Крутцен (Crutzen P. J.)
1974. Estimate of possible variation in total ozon due to natural causes and human activity.— "AMBIO", vol. 3, N 6, p. 201—210.
- Кунг и др. (Kung E. C., e. a.)
1964. Study of Continental surface albedo on the basis of flight measurements. MWR, vol. 92, p. 543—564.
- Лазарева Н. А.
1964. Годовой ход некоторых характеристик пограничного слоя атмосферы над ЕТС.— Тр. ГГО, вып. 154, с. 36—45.
- Лайхтман Д. Л.
1970. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат.
- Лайхтман Д. Л., Бютнер Э. К.
1963. О времени установления стационарного распределения концентраций от точечного источника.— Тр. ЛГМИ, вып. 15, с. 97—102.
- Ландсберг Х. Е.
1974. Антропогенные изменения климата.— В кн.: Физическая и динамическая климатология. Л., Гидрометеиздат, с. 267—313.
- Лаппо Г. М., Пивоваров Ю. Д.
1971. Урбанизация и природная среда.— В кн.: Географические аспекты урбанизации. М., «Знание», с. 18—48.
- Ларсен (Larsen R. I.)
1973. Air quality data analysis system for interrelating effects, standard and needed source reductiveness.— "J. Air Pollut. Control Assoc.", vol. 23, N 41, p. 933—940.
- Ларсен и др. (Larsen R. I. et al.)
1965. Analyzing air pollutand concentration and dosage date.— "IAPCA", N 12.
- Левин А. В.
1971. К вопросу об уравнениях, описывающих турбулентную диффузию в атмосфере.— Тр. УкрНИГМИ, вып. 103, с. 102—107.
- Левин Л. М.
1961. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. М., изд. АН СССР.
- Леман (Lehmann A.)
1971. Zur Bestimmung von Diffusionsparametern für reale standorte.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 89—98.
- Ли и Стерн (Lee W. L., Stern A. C.)
1973. The height requirement implicit in the federal standards of performance for men stationary sources.— "JAPCA", 23, N 6, p. 505—513.

- Ливитт д-р. (Leavitt J. M. e. a.)
1971. Meteorological program for limiting power plant stack emission.—*"J. Air. Pollut. Contr. Assoc."*, 21, N 7, p. 400—405.
- Линднер и Нибберг (ред.). (Lindner I., Nyberg K., ed.)
1973. Environmental engineering. Dordrecht, Boston D. Reidel P. C., 450 p.
- Ловелок (Lovelock J. E.)
1971. Air pollution and climate change.—*"Atmos. Environ."*, 5, N 6, p. 403—411.
- Лу (Loup J.)
1971. Evolution seculaire du climat de Paris. Influence de l'urbanisation.—*"Rev. geogr. Alp."*, 59, N 3, p. 382—383.
- Лукас (Lucas D.)
1958. The atmospheric pollution of cities.—*"Int. J. Air Wat. Pollut."*, 1, p. 71—86.
1967. Application and evaluation of results of the Tilbury plume rise and dispersion experiment.—*"Atmos. Environ."*, N 1, p. 421—424.
- Лукаси д-р. (Lucas D. e. a.)
1963. The rise of hot plumes from chimneys.—*"Intern. J. Air Wat. Pollut."*, vol. 7, N 6—7.
- Лущев Ю. Г., Матвеев Л. Т.
1967. Особенности образования и строения радиационных туманов (численный эксперимент).—*Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. Т. 3, № 5.
- Лемб (Lamb H.)
1971. Volcanic activity and climate.—*"Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol."*, 10, N 2—3, p. 203—230.
- Лемб и Нейбургер (Lamb R. G., Neiburger M.)
1971. An interim version of a generalised urban air pollution model.—*"Atmos. Environ."*, 5, N 4, p. 239—264.
- Ляпин Е. С.
1946. Изучение коэффициента перемешивания воздуха при помощи опытных дымопусков.—*Тр. НИИ ГУГМС*, сер. 1, вып. 34.
1948. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере.—*«Метеорология и гидрология»*, № 8.
- Майроп (Myrop L. O.)
1969. A numerical model of the urban heat island.—*"J. Appl. Met."*, 8, N 6.
- Мак-Кормик (McCormick R. A.)
1970. Meteorological aspects of air pollution in urban and industrial districts.—*"WMO Tech. Note"*, N 106, p. 1—30.
- Мак-Кормик и Людвиг (McCormick R. A., Ludwig J. H.)
1967. Climatic modification by atmospheric aerosols.—*"Science"*, vol. 156, 1358.
- Мак-Кормак (ред.) (McCormac B. M., ed.)
1971. Introduction to the scientific study of atmospheric pollution. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 170 p.
- Маклахлин и др. (McLaughlin S. F. e. a.)
1971. Survey of ground-level SO₂ concentrations near Alton Illinois. Proc. 2d Intern. Clean Air Congress, Washington, p. 1056—1062.
- Маммарелла (Mammarella L.)
1971. L'inquinamento ambientale nel Lazio con particolare riguardo a quello atmosferico.—*"IFA. RDP. (Publ.)"*, N 39.
- Манн (Munn R. E.)
1966. Descriptive meteorology. London, Ac. Press, N 4, 246 p.
1970 a. Airflow in urban areas.—*"WMO Tech. Note"*, N 108, p. 15—39.
1970 b. Biometeorological methods. London, Ac. Press, N 4, 336 p.

- 1973 a. Global environmental monitoring system. SCOPE—rep. 3, Toronto, 130 p.
- 1973 b. A study of suspended particulate air pollution at two locations in Toronto.—*"Atmos. Environ."*, p. 311—318.
- Манни Болли (Munn R. E., Bolin B.)
1971. Global air pollution—meteorological aspects. A survey.—*"Atmos. Environ."*, N 6, p. 363—402.
- Манн и др. (Munn R. E. e. a.)
1970. Preliminary climatology of ground-based inversion in Canada.—*"Atmosphere"*, N 8, p. 52—68.
1972. Dispersion and forecasting of air pollution.—*"WMO Tech. Note"*, N 121.
- Манабей Везеральд (Manabe S., Wetherald R. T.)
1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity.—*"J. Atmos. Sci."*, vol. 24, p. 241—259.
- Манзар (Munzar J.)
1972. Meteorologie a ochrana ovzduši před znečištěním.—*"Stud. Geogr."*, N 24, p. 21—24.
- Мартни Барбер (Martin A., Barber F. R.)
1967. Sulphur dioxide concentrations measured at various distances from a modern power station.—*"Atmos. Environ."*, N 6, p. 655—678.
1973. Further measurements around modern power stations.—*"Atmos. Environ."*, N 1, p. 17—38.
- Мартни (Murtney G. K.)
1970. On the mean path of a buoyant chimney plume in non-uniform wind.—*"J. Appl. Met."*, vol. 9, N 4, p. 603—611.
- Марчук Г. И.
1961. Методы расчета ядерных реакторов. М., Атомиздат.
- Матвеев Л. Т.
1965. Основы общей метеорологии. Л., Гидрометеониздат.
- Машкова Г. Б.
1970. О применении данных наземных наблюдений для характеристики состояния нижней части пограничного слоя атмосферы.—*Тр. ИЭМ*, вып. 15.
- Махонни Иган (Mahoney J. R., Egan B. A.)
1972. A mesoscale numerical model of atmospheric transport phenomena in urban areas. Proc. 2-d Intern. Air Pollut. Conf., Washington, p. 1152—1157.
- Махта (Machta L.)
1972. Mauna Loa and global trends in air quality.—*"BAMS"*, N 5, p. 402—420.
- Махта и Хэгс (Machta L., Hughes E.)
1970. Atmospheric oxygen in 1967 to 1970.—*"Science"*, vol. 168, p. 1582—1584.
- Мейсон Б. Д.
1961. Физика облаков. (Пер. с англ.) М., Гидрометеониздат.
- Мензис (Menzies R. T.)
1971. Use of CO and CO₂ lasers to detect pollutants in the atmosphere.—*"Appl. Opt."*, 10, N 7, p. 1532—1538.
- Метеорология и атомная энергия. (Пер. с англ.).
1969. М., Изд. иностр. лит. 260 с.
1971. Л., Гидрометеониздат. 648 с.
- Мид (Meade P. J.)
1960. Meteorological aspects of peaceful uses of atomic energy.—*"WMO Tech. Note"*, N 97.

- Мидоус и др. (Meadows D. H. e. a.)
1972. The limits of growth.— P. A. Uneverse Books N. Y., 206 p.
- Миллер и Хольцворт (Miller M., Holzworth G.)
1967. An atmospheric diffusion model for metropolitan areas.— "JAPCA", N 1, p. 46—50.
- Миллер и Нимаер (Miller E. M., Niemeyer L. E.)
1963. Air pollutions potential forecasts. A years experience.— "JAPCA", N 5.
- Милфорд и др. (Milford S. N. e. a.)
1971. Developing a practical dispersion model for an air quality region.— "JAPCA", 21, N 9, p. 549—554.
- Митчелл (Mitchell J. M.)
1961. The temperature of cities.— "Weather-wise", vol. 14, p. 229.
1971. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface.— "J. Appl. Met.", N 4, p. 703—714.
- Михелис (Michaelis E. E.)
1972. Solid air pollution.— "Clean air", 1, N 4, p. 41—44.
- Мищенко Т. В.
1966. Влияние атмосферы города на составляющие радиационного баланса.— Сборник работ Иркутской ГМО, вып. I, Иркутск.
- Монин А. С.
1955. О диффузии с конечной скоростью.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3.
1956. Полуэмпирическая теория турбулентной диффузии.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 33 (160).
- Монин А. С., Обухов А. М.
1954. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 24 (151).
- Монин А. С., Яглом А. М.
1965. Статистическая гидродинамика. М., «Наука», ч. I, с. 638.
- Морачевский В. Г. и др.
1971. Об изменчивости характеристик приземных радиационных туманов.— Тр. ГГО, вып. 278.
- Морен (Maurain C. H.)
1947. Le climat parisien. Paris. Press. Univ.
- Мортон (Morton B. R.)
1959. The accent of turbulent forced plumes in a calm atmosphere.— "Int. J. Air Wat. Poll.", vol. 1.
- Моффат и Милан (Moffat A. J., Millan M. M.)
1971. The application of optical correlation techniques to the remote sensing of SO₂ plumes using sky light.— "Atmos. Environ.", N 8, p. 677—690.
- Муруцуми и др. (Muruzumi M. e. a.)
1967. Changes in concentrations of common lead in north polar snows with time "J. Air Poll. Contr. Assoc.", p. 67—69.
- Нейбургер (Neiburger M.)
1961. Introduction to session on dispersion of air pollutants over cities. Symp. on Air over Cities. SEC Tech. Rep., p. 173—195.
- Немец (Némec L.)
1969. An experimental contribution to the method of calculating the ground level concentration of gaseous pollutants emitted from high stacks.— "Atmos. Environ.", N 5, p. 505—507.
1971. О методах расчета приземной концентрации газообразной примеси, выбрасываемой из приподнятого источника.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеопиздат, с. 37—43.

- Нестер (Nester R.)
1967. Distribution des concentrations autour d'une source ponctuelle continue par vent nul.— "Bull. Tech. Suisse romande", N 25, p. 347—350.
- Непреднамеренные воздействия на климат. (Пер. с англ.). Л., Гидрометеопиздат, 1974. дат.
- Никотра и др. (Nicotra C. e. a.)
1973. Analysis of trace organic air pollutants by chromatography combined with mass spectrometry.— "Gas Chromatogr.", 1972, Barking, p. 9—15.
- Нимаер (Niemeyer L.)
1960. Forecasting air pollution potential.— "MWR", 88, N 3.
- Новак (Novák J. V.)
1965. Polarographic-coulometric analysers.— "Collection Crechoslov. Chem. Commun", vol. 30, p. 2703—2716.
- Новиков Е. А.
1958. О турбулентной диффузии в потоке с поперечным градиентом скорости.— ПММ, № 3.
- Новицкий Б. Ф.
1969. Применение оптических квантовых генераторов в исследовании процессов атмосферной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 64—69.
- Обухов А. М.
1946. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере.— Тр. Ин-та теор. геофиз. АН СССР, вып. 1, с. 95—115.
- Огнева Т. А.
1971. Микроклиматические характеристики условий загрязнения атмосферы.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеопиздат, с. 137—146.
- Огура И.
1962. Описание диффузии от непрерывного источника при конечном времени наблюдения.— В кн.: Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха. М., Изд. иностр. лит.
- Оке (Oke T. R.)
1969. Towards a more rational understanding of the urban heat island.— "Climatolog. Bull.", N 5, Montreal.
1974. Review of urban climatology 1968—1973, WMO Techn. Notes, N 134, 132 p.
- Овикул Р. И.
1962. К вопросу об образовании иркутских туманов.— Тр. ГГО, вып. 127.
- Оникули др.
1965. Результаты анализа экспериментальных данных, характеризующих распределение атмосферных загрязнений вблизи тепловых электростанций.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 23—34.
- Осипов Ю. С.
1971. Диффузия от точечного источника конечного времени действия.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеопиздат, с. 207—214.
- Осипов Ю. С., Бызова Н. Л.
1970. Методика расчета рассеивания примеси от высотного точечного источника.— Тр. ИЭМ, вып. 15, с. 115—141.
- Отчет об источниках. Report and conclusions of the joint ad hoc group in air pollution from fuel combustion in stationary sources OECD. Paris, 210 p.
- Павленко А. А., Кузьмина Т. А.
1968. К методам определения сероводорода и сероуглерода.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 188—195.

- Павленко В. А.
1965. Газоанализаторы. Л., Машиностроение.
- Пайлет и Энсор (Pilat M. J., Ensor D. S.)
1970. Plume opacity and particulate mass concentration. — "Atmos. Environ.", N 2, p. 163—173.
- Парчевски В.
1971. Влияние устойчивости атмосферы на распространение газообразных примесей. — В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 24—30.
- Певзнер Э. А., Зайцев А. С.
1971. Автоматический газоанализатор и некоторые результаты регистрации окиси углерода в атмосферном воздухе. — Тр. ГГО, вып. 254, с. 197—204.
- Петренчук О. П.
1968. Химический состав облачной воды в районах Западной Сибири. — Тр. ГГО, вып. 234, с. 130—136.
- Петрова Г. М. и др.
1966. Осаждение облака взаимодействующих частиц и образование при этом «пылящего» источника в результате действия атмосферной диффузии. — Докл. АН СССР, т. 166, № 6, с. 13—15.
- Петрова Г. М., Мироскина А. Н.
1967. Закономерность рассеяния аэрозольных частиц в свободной атмосфере. — Тр. ИПГ, вып. 4, с. 5—40.
- Петросьянц М. А.
1968. Институт экспериментальной метеорологии. — «Метеорология и гидрология», № 8.
- Пивоварова З. И.
1968 а. Распределение коэффициента прозрачности атмосферы (для интегрального потока по территории СССР). — Тр. ГГО, вып. 312.
1968 б. Многолетние изменения интенсивности солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций. — Тр. ГГО, вып. 233.
- Пинус Н. З.
1971. О турбулентности атмосферы на малых высотах. — В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 109—129.
- Пирсонн Фишер (Pearson F. J., Fisher D. W.)
1971. Chemical composition of atmospheric precipitation in the Northeastern United States. — "Geol. Surv. Water-Supply Pap.", 1535.
- Полежаев Н. Г., Гирина В. В.
1949. Определение двуокиси азота в воздухе. — «Гигиена и санитария», № 11, с. 26—29.
- Помоус М. И.
1971. Географические проблемы освоения крупных промышленных — ресурсных территорий. — В сб.: «Природные ресурсы и экономическая география СССР». М., «Знание», с. 41—63.
- Прессман А. Я.
1959. О распространении в атмосфере тяжелых неоднородных примесей из мгновенного точечного источника. Ж. инж. физ., № 3.
- Пристли и Болл (Priestley C., Ball F.)
1956. Continuous convection from an isolated source of heat. — "Quart. J. Roy. Met. Soc.", vol. 81.
- Пристли и др. (Priestly C. e. a.)
1958. Turbulent diffusion in the atmosphere. — "WMO Tech. Note", N 24, 68 p.
- Пробальд (Proballd F.)
1971. The energy balance as the basis of the urban climate of Budapest. Ann. Univ. Sci. Budapest. Sec. Geogr, vol. 7, p. 51—68.

- Прох Л. З.
1966. О перестройке стратификации температуры при эволюции туманов на суше. — Тр. УкрНИГМИ, вып. 55.
- Пулер (Pooler F. A.)
1966. A tracer study of dispersion over a city. — "JAPCA", v. 11.
- Пулер и Нимайер (Pooler F., Niemeyer L. E.)
1971. Dispersion from tall stacks: an evaluation. Proc. 2-d Int. Clean Air Congress, Washington, p. 1049—1056.
- Пэсквилл (Pasquill F.)
1961. The estimation of the dispersion of windborne material. — "Met. Mag.", vol. 90, 1063.
1962. Atmospheric diffusion. Van Nostr. Co. Ltd. London 298 p.
1971. Atmospheric dispersion of pollution. — "Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.", N 414, p. 369—395.
- Рабинович Л. С.
1965. Распространение в атмосфере тяжелой примеси, выделяемой точечным источником. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, № 9.
- Райтер (Reiter E. L.)
1969. Atmospheric transport processes. P. 1, U. S. AEC.
1971. Atmospheric transport processes. P. 2, U. S. AEC.
1972. Atmospheric transport processes. P. 3, U. S. AEC.
- Расторгуева Г. П.
1965. Характеристики метеорологического режима и турбулентного обмена в приземном слое воздуха по данным градиентных наблюдений. — Тр. ГГО, вып. 172, с. 48—57.
1969. Особенности термического режима городов. — Тр. ГГО, вып. 238, с. 145—152.
- Расторгуева Г. П., Чаликов Д. В.
1966. Опыт обработки градиентных наблюдений на электронной вычислительной машине. — Тр. ГГО, вып. 185, с. 26—30.
- Растрингн А. А.
1968. Статистические методы поиска. М., Физматгиз.
- Раундс (Raunds W.)
1955. Solutions of the two-dimensional equations. — "Trans. Amer. Geophys. Un.", vol. 36.
- Раунер Ю. А.
1972. Тепловой баланс растительного покрова. Л., Гидрометеониздат.
- Раунер Ю. Л., Чернавская М. М.
1972. Тепловой баланс города и влияние городского озеленения на температурный режим. — Изв. АН СССР, сер. геогр. № 5.
- Раух (Rauch H.)
1962. Zur Schornstein-Überhöhung. Ber. Meteorol. Inst. FRG.
- Рейнольдс и др. (Reynolds S. D. e. a.)
1973. Urban air shed photochemical simulation model study, v. 1, Contract N 68-02-0339, U. S. EPA W., 142 p.
- Рейтер (Reuter H.)
1964. Über den Einfluss meteorologischer Parameter auf die Lage der maxima limmissions Konzentrationen am Boden bei vorgegebener emission-quelle. AMGB(A), H1, p. 56—68.
- Реттер Э. И.
1959. Аэродинамика промышленных зданий. Челябинск. 204 с.
- Риль Г. У.
1968. Физика атмосферных процессов над морем. (Пер. с англ.) Л., Гидрометеониздат.
- Рихтер Б. В. и др.
1964. Распределение приземных концентраций сернистого газа и золы в зоне тепловой электростанции. — Тр. ГГО, вып. 158, с. 84—87.

- Рихтер Л. А.
1969. Газовоздушные тракты тепловых электростанций. М., Изд-во «Энергия».
- Рихтер Л. А. и др.
1973. Тепловой подъем газов из дымовых труб ТЭС.— «Теплоэнергетика», № 2, с. 52—57.
- Робинсон и Робинс (Robinson E., Robbins R.)
1968. Sources, abundance and fate of gaseous atmospheric pollutants. SRI Project PR-6785.
1970. Gaseous sulfur pollutants from urban and natural sources.— JAPCA, N 4, p. 233—235.
1971. Emissions, concentrations and fate of particulate atmospheric pollutants. SRI Project SCC-8507.
- Робинс и др. (Robbins R. e. a.)
1968. Carbon monoxide in the atmosphere.— JAPCA, N 2, p. 106—110.
1973. Analysis of ancient atmospheres.— J. Geophys. Res., N 24.
- Ротти (Rotty M.)
1973. Global production of CO₂ from fossil fuels and possible changes in the worlds climate. ASME publication, p. 1—12.
- Русина Е. Н.
1971. Оценка мутности атмосферы по актинометрическим данным.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 190—197.
- Рябчиков А. М.
1974. Изменение природной среды в результате производственной деятельности.— «Метеорология и гидрология», № 3, с. 9—16.
- Сборник удельных выбросов.
1972. Compilation of air pollutant emission factors. U. S. EPA. Triangle Park N. C.
- Сигал И. Я.
1969. Горение газа в котлах и атмосфере городов.— «Газовая промышленность», № 2, с. 30—35.
- Селезнева Е. С.
1966. Атмосферные аэрозоли. Л., Гидрометеиздат.
1972 а. О связи между минерализацией и электропроводностью атмосферных осадков.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 208—212.
1972 б. Estimation of the background contamination of the atmosphere from the chemical composition of precipitation.— «Tellus», N 2, 122—127.
- Селезнева Е. С., Петренчук О. П.
1971. Об удалении примесей из атмосферы облаками и осадками.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 153—159.
- Селезнева Е. С., Петренчук О. П. (ред.)
1974. Распространение морских аэрозолей в прибрежной зоне.— Тр. ГГО, вып. 343.
- Сепеш Л.
1971. Метод определения средней концентрации примесей вблизи электростанций при помощи ЭВМ.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат, с. 31—36.
- Сермак и Эря (Cermak S., Arya S.)
1971. Problems of atmospheric shear flows and their laboratory simulation.— «BLM», vol. 1, N 1, p. 40—60.
- Сеттон О. Г.
1958. Микрометеорология. (Пер. с англ.) Л., Гидрометеиздат.
- Сидоренко Г. И., Карагунская М. И. (ред.)
1973. Гигиена атмосферного воздуха, воды и почвы (научный обзор). М., 120 с.

- Сидоренко Г. И., Плянгин М. А.
1970. О некоторых вопросах гигиенического нормирования загрязнения атмосферного воздуха.— В кн.: Актуальные вопросы гигиены, с. 21—23.
- Скалов Д. Г.
1973. Распределение химиката в полосе авиаопрыскивания.— Рефер. сб. «Авиация в народном хозяйстве», № 4.
- Скаринжелли и др. (Scaringelli F. P. e. a.)
1970. Enhanced stability of sulfur dioxide in solution.— «Anal. Chem.», 42, 1818.
- Скорер (Scorer R. S.)
1973. The behaviour of chimney plumes.— «Int. J. Air Poll.», vol. 1, p. 198—200.
- Смит (Smith F.)
1962. The effect of sampling and averaging on the spectrum of turbulence.— «Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.», N 376, 177.
- Смит (ред.) (Smith M., ed.)
1968. Recommended Guide for the prediction of air borne effluents.— «Amer Soc. Mechan. Eng.».
- Снайдер (Snyder W.)
1972. Similarity criteria for the application of fluid models to the study of air pollution meteorology.— «BLM», N 1, p. 113—134.
- Соломатина И. И.
1964. Влияние рельефа на скорости ветра и турбулентный обмен в приземном слое воздуха.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 50—55.
1965. О влиянии рельефа на метеорологические характеристики в приземном слое воздуха.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 58—69.
- Сонькин Л. Р.
1965. Синоптические условия формирования инверсий в нижнем 500-метровом слое.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 70—85.
1966. Годовой ход и синоптическая обусловленность температурных профилей в нижнем 500-метровом слое.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 31—43.
1968. Некоторые результаты синоптико-климатологического анализа загрязнения воздуха в городах.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 56—64.
1971. Некоторые возможности прогноза содержания примесей в городском воздухе.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 121—132.
1974. Вопросы прогнозирования фонового загрязнения воздуха в городах.— Тр. ГГО, вып. 314, с. 42—51.
- Сонькин Л. Р., Матвеева Т. М.
1968. Некоторые особенности формирования температурных профилей в нижнем 500-метровом слое над Европейской территорией СССР.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 133—137.
- Сонькин Л. Р., Чаликов Д. В.
1968. Об обработке и анализе наблюдений за загрязнением воздуха в городах.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 51—55.
- Сонькин и др.
1966. К вопросу о метеорологической обусловленности загрязнения воздуха над городом.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 44—54.
- Спурный и др.
1964. Аэрозоли. (Пер. с чешского). М., Атомиздат. 196 с.
- Стерн (ред.) (Stern A. C., ed.)
1968. Air pollution. P. 1, N 4, London, Ac. Press. 694 p.
1970. Proceedings of the Symposium on multiple source diffusion models. U. S. Env. Prot. Agency.
- Стернзат М. С.
1974. Метеорологические приборы и наблюдения. Л., Гидрометеиздат. 468 с.

- Стефенс (Stephens E. R.)
1969. Chemistry of atmospheric oxidants.— "JAPCA", N 3, p. 181—185.
- Стивенс (Stevens C. M.)
1971. Methane in stratosphere.— "Nature", vol. 223, 543 p.
- Стивенс и О'Киф (Stevens K. K., O'Keefe)
1970. Modern aspects of air pollution monitoring.— "Analyt. Chem.", 42, N 2, A143—A148.
- Стоктон Э.
1971. Питсбург. Раньше город дыма и копоти, теперь город чистого неба.— «Курьер Юнеско», июль, с. 14—19.
- Стыро Б. И.
1968. Самоочищение атмосферы от радиоактивных загрязнений. Л., Гидрометеиздат.
- Таварткиладзе К. А.
1970. Увеличение запыленности атмосферы над территорией СССР.— «Метеорология и гидрология», № 5, с. 42—52.
- Тарнер (Turner D. B.)
1961. Relationship between 24-hour mean-air quality measurements and meteorological factors in Nashville, Tenn.— "JAPCA".
1963. A diffusion model for an urban areas.— "J. Appl. Meteorol.", N 1.
1969. Workbook of atmospheric dispersion estimates. NAPCA, Cincinnati, 84.
- Томас и др. (Thomas F. W.)
1970. Plume rise estimates for electric generating stations.— "JAPCA", N 3, p. 170—177.
- Указания ВМО.
1974. WMO Guidelines for baseline and regional stations with expended programmes. Geneva, 100.
- Указания ОНИ.
1963. Richtlinien VDJ-2280 Ausbreitung luft remden stoffe in der Atmosphäre VDJ-verlag Dusseldorf.
- Улиг (Ulig S.)
1965. Bestimmung der Stabilitätsgrade der Luft an Hand von Wettermeldungen. Mitteilungen den Deutschen Wetterdienstes, 436.
- Фаси (Facy L.)
1971. Simulation in water model of the effects of the relief on the diffusion of effluvium (colorimetric and quantitative evaluation). Proc., 2-d Int. Clean Air Congress, Washington, p. 1004—1006.
- Федоров Е. К.
1972. Взаимодействие общества и природы. Л., Гидрометеиздат.
- Фельдман Ю. Г., Ламперт Ф. Ф.
1968. Загрязнение воздуха автомагистралей фотооксидантами на уровнях разных этажей жилых зданий.— «Гигиена и санитария», № 11.
- Фетт В.
1961. Атмосферная пыль. (Пер. с нем.) М., Изд. иностр. лит.
- Фитцджеральд и Спайерс-Дюран (Fitzgerald J. W., Spyers-Duran P. Q.)
1973. Changes in cloud nuclei concentration and cloud droplets size distribution associated with pollution from St. Louis.— "J. Appl. Met.", vol. 12, N 3.
- Фокс (Fox O. G.)
1970. Forced plume in stratified fluid.— "J. Geogr. Res.", vol. 75, N 33, p. 6818—6835.
1973. The mathematical simulation of air quality. Nord. Sym. Urban air pollution modeling. Denmark.

- Фортак (Fortak H. G.)
1961. Konzentrationverteilung um eine kontinuierliche punctquelle bei windstille. VDI—Forschungen sheft, 483, s. 20—22.
1970. Numerical simulation of the temporal and spatial distribution of urban air pollution concentration. Proc. of Symp. on multisource urban diffusion models. N. C., 9, p. 1—33.
1971. Meteorologie DBG. Berlin, 288.
- Франкенберг и др. (Frankenberg T. e. a.)
1971. Sulfur dioxide in the vicinity of the Cardinal Plant. Proc. 2-d Int. Clean Air Congress., Washington, p. 1042—1049.
- Френкил (Frenkiel F. N.)
1953. Turbulent diffusion: Mean concentration distribution in a flow field of homogeneous turbulence.— "Advant. Appl. Mech.", 3, p. 61—107.
- Фукс Н. А.
1955. Механика аэрозолей. М., Изд. АН СССР.
- Фурман и Винтер (Fuhrman H., Winter H.)
1964. Neue hochempfindliche Gasanalysator zur Immissions messung.— "Wasser, Luft u. Bitrieb", 8, p. 5—12.
- Хайгени Стерман (Huygen G., Steerman P. H.)
1971. The determination of nitrogen dioxide in air after absorption in a modified alkaline solution.— "Atm. Environ.", 5, N 10, p. 887—889.
- Хайнес и Петерс (Heines T. S., Peters L. K.)
1973. The effect of a horizontal inversions layer caused by a temperature inversion aloft on the dispersion of pollutants in the atmosphere.— "Atm. Environ.", v. 1, p. 39—48.
- Хамилтон и Мур (Hamilton P. M., Moore D. S.)
1973. Gas turbine plume heights measured at Norway power station.— "Atm. Environ.", N 10, p. 991—998.
- Ханна (Hanna S.)
1971. A simple method of calculating dispersion from urban area sources.— "JAPCA", 21, N 12, p. 774—776.
1972. A simple model for the analysis of photochemical smog. Proc. Conf. Urban Envir. Philadelphia, p. 120—123.
- Хаф и Ченгюн (Huff F., Changnon S.)
1972. Climatological assessment of urban effects on precipitation at St. Luis.— "J. Appl. Meteorol.", vol. 11, N 5, p. 823—842.
- Хей и Пасквилл
1962. Диффузия от непрерывного источника в зависимости от спектра и масштаба турбулентности.— В кн.: Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха. М., Изд. иностр. лит.
- Хемфри (Humphrey H.)
1967. The problem of air pollution. Proc. 3-d Nat. Conf. Air Pollut., Washington.
- Хесек (Hesek F.)
1970. Dependence of the concentration of a passive substance on the duration of the measurements.— "Studia geoph. geod.", N 4, p. 414—430.
- Хемфрис (Humphreys J.)
1973. The rise of plumes of the South African High.— "Atm. Environ.", N 11, p. 1071—1077.
- Хидеондр. (Hideo O. e. a.)
1973. Ambient and source SO₂ detector based on a fluorescence method.— "JAPCA", 23, N 6, p. 514—516.
- Хиди и Брок (Hidy G. M., Brock S. R.)
1971. An assessment of the global sources of tropospheric aerosols. Proc. 2-d Int. Clean air Congress, Washington, p. 1088—1097.

- Хино (Hino M.)
1968 a. Maximum ground-level concentration and sampling time.— "Atm. Environ.", N 2.
1968 b. Computer experiment on smoke diffusion over a complicated topography.— "Atm. Environ.", N 6, p. 541—559.
- Хогстром (Hogstrom U.)
1964. An experimental study on the atmosphere diffusion.— "Tellus", 16, N 2, p. 205—251.
- Хокинс и Нонхелл (Howkins J. E., Nonhebel G.)
1955. Chimneys and the dispersion of smoke.— "J. Inst. Fuel.", vol. 28.
- Хольцворт (Holzworth G. C.)
1962. A study of air pollution potential for the Western United States.— "J. Appl. Met.", N 3, p. 366—382.
1967. Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the U. S.— "J. Appl. Met.", vol. 6, p. 1039—1044.
- Хрган А. X., Мазин И. П.
1962. О распределении капель по размерам в облаках.— Тр. ЦАО, вып. 7.
- Хэлоуи Зик (Halow S. S., Zeek S. J.)
1973. Predicting Ringelmann number and optical characteristics of plumes.— "JAPCA", N 8, p. 676—684.
- Хьюсон и др. (Hewson E., Bierly, Gill)
1961. Topographic influences on the behaviour of stack effluents.— "Proc. Amer. Power Conf.", vol. 23, p. 358—370.
- Чандлер (Chandler T.)
1960. Wind as factor of urban temperatures — a survey in north-east London.— "Weather", vol. 15.
1967. London's heat island.— "Biometeorology", vol. 2.
- Чемберлен (Chamberlain A.)
1953. Aspect of travel and deposition of aerosol and vapor clouds. Atomic Energy Reas. Establish., HR/R 1261.
1964. Deposition. Conf. on AEC Meteorol. Activities, BNL 914, N 4, 1965, p. 125—132.
- Ченади (Csanady G.)
1961. Some observations on smoke plumes. Int. J. Air Wat. Pollut., vol. 4, p. 47—51.
1963. Turbulent diffusion of heavy particles in the atmosphere.— "J. Atm. Sc.", N 3, p. 201—208.
1973. Turbulent diffusion in the Environment. D. Reidal Publ. Co. 205.
- Чернавская М. М.
1969. Прозрачность атмосферы города Баку.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4.
- Шабал Л. М.
1973. О циркуляции канцерогенов в окружающей среде. М., «Медицина».
- Шаприцкий В. Н.
1965. Очистка загрязнений воздуха в металлургии. М., «Металлургия».
- Шведский отчет ООН.
1971. Sweden's case study for the UN conference on the human environment. Stockholm.
- Шевчук И. А., Введенская Л. И.
1971. Численные характеристики метеорологических условий, сопутствующих периодам высокого загрязнения атмосферы в Западной Сибири.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеониздат, с. 352—356.

- Шелейховский Г. Б.
1949. Задымление городов. М.—Л., Изд. Минкомхоз РСФСР.
- Ширмаер и Нимайер (Schiermair F. A., Niemeyer L. E.)
1970. Large power plant effluent study, v. 1, 450 p.
1974. Vol. 2, 334 p. Env. Health. Raleigh N. C.
- Шербань А. Н. и др.
1972. Телеметрическая система санитарно-химического контроля загрязнения воздуха.— «Химическая технология», № 3, с. 49—52.
- Шмидт (Schmidt F. H.)
1965. On the rise of hot plumes in the atmosphere.— "Int. J. Appl. Air Wat. Poll.", vol. 9, N 4.
- Шоу (Shaw S. H.)
1958. The abundance of atmospheric carbon monoxide above. Columbus, Ohio.— "Astroph. J.", N 2, p. 428—440.
- Штейнхаузер (Steinhauser F.)
1971. Ergebnisse Mehrjähriger Beobachtungen der Staubablagerungen in Österreich.— "Watter und Leben", N 5—6, p. 89—102.
- Штумке (Stümke H.)
1964. Berücksichtigung vereinfachter Geländetypen bei der Berechnung der turbulenten Ausbreitung vor Schornsteingasen. Staub., B. 24.
1966. Untersuchungen zur turbulenten Ausbreitung vor Schornsteingasen über nicht ebenem Gelände. Staub., B. 26.
- Эльтерман В. М.
1967. Вентиляция химических производств. М., Стройиздат.
- Эрикссон (Erikson E.)
1952. Composition of atmospheric precipitation.— "Tellus", vol. 4, p. 215—232.
1970. The importance of investigation global back-ground pollution.— "WMO Tech. Note", N 106, p. 31—54.
- Эшенредер и Мартинз (Eshenroeder A., Martinez J.)
1971. An extension of K-theory to describe photochemical air pollution. Conf. on Air Pollution Meteorology Raleigh, N. C., p. 69—74.
- Юдин М. И.
1946. К вопросу о рассеянии тяжелых частиц в турбулентном потоке.— «Метеорология и гидрология», № 5.
1962. Физические представления о диффузии тяжелых частиц.— В кн.: Атмосферная диффузия и загрязнение воздуха. М., Изд. иностр. лит.
- Юдин М. И., Швеиц М. И.
1940. Стационарная модель распределения ветра с высотой в турбулентной атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 31.
- Юнге Х. О.
1965. Химический состав и радиоактивность атмосферы. (Пер. с англ.). М., «Мир».
- Юнге (Junge Ch.)
1972. Der Stoffkreislauf der Atmosphäre. Problem und neuere Ergebnisse der luftchemischen Forschung.— "Jahrb. Max-Planck Ges. Forschung. Wiss. e. vol. 1971", Göttingen, p. 150—181.
- Юнгендр. (Junge Ch. e. a.)
1971. The atmospheric ^{12}CO and $^{14}\text{CO}_2$ budget.— "J. Geoph. Res.", N 12, p. 2866—2879.
- Юрганов Л. Н. и Дианов-Клоков В. И.
1972. О сезонных изменениях содержания окиси углерода в атмосфере.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. № 9, с. 981—984.

- Юсти Келус (Just J., Kelus J.)
1971. Kadm w powietrzu atmosferycznym 10 wybranych miast w Polsce.—"Rocz. Panst. Zakl. Hig.", 22, N 3, p. 249—256.
- Яглом А. М.
1972. О турбулентной диффузии в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. № 6, с. 579—594.
- Ямамото и др. (Yamamoto G. e. a.)
1968. Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements.—"Jap. J. Met. Soc.", N 4, p. 278—300.
- Янагисава (Janagisawa S.)
1973. Air quality standards national and international.—"JAPCA", vol. 23, N 11, p. 945—948.
- Янковский И. А.
1968. К обобщению опыта постов наблюдений за химическим составом атмосферного воздуха городов.—Тр. ГГО, вып. 234, с. 116—124.
- Янковский и др.
1974. Об опыте работы сети пунктов наблюдений за загрязнением атмосферы.—Тр. ГГО, вып. 314, с. 154—157.
- Яффе (Jaffe L. S.)
1973. Carbon monoxide in the biosphere: sources, distribution and concentrations.—"J. Geophys. Res.", N 24, p. 5293—5305.

ПРЕДИСЛОВИЕ ВВЕДЕНИЕ

1. Ущерб от загрязнения воздуха	6
2. Основные направления исследований	7
3. Задачи книги	9

1 ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ АТМОСФЕРНОЙ ДИФфуЗИИ

1.1. Основные подходы к описанию атмосферной диффузии	11
1.2. Исходные уравнения	15
1.3. Граничные условия	17
1.4. Время установления процесса диффузии	19
1.5. Коэффициенты уравнения атмосферной диффузии	20
1.6. Соотношение между решениями для точечного и линейного источников	28
1.7. Аналитическое решение уравнения турбулентной диффузии	30
1.8. Решения в случае степенных моделей для скорости ветра и коэффициента обмена	33
1.9. Численные методы исследования атмосферной диффузии	35
1.10. Контроль численного решения	40

2 ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИМЕСИ В АТМОСФЕРЕ

2.1. Легкая примесь	42
2.2. Тяжелая примесь	49
2.3. Полидисперсная примесь	57
2.4. Нестационарная диффузия. Мгновенный источник	58
2.5. Эффект «осреднения концентрации»	60
2.6. Зависимость коэффициента горизонтальной диффузии и дисперсии от масштабов вихрей	67
2.7. Дисперсия направления ветра и зависимость концентрации от времени отбора проб	71
2.8. Среднегодовое осреднение	78

3 РАСЧЕТ РАССЕИВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЫБРОСОВ В АТМОСФЕРЕ

3.1. Различные подходы к оценке начального подъема выбросов	81
3.2. Зависимость начального подъема от действующих факторов	86
3.3. Общий метод учета подъема в процессе диффузии примеси	91
3.4. Основные принципы расчетных формул	94
3.5. Опасная скорость ветра	97
3.6. Расчетные формулы для одиночных источников	98
3.7. Случай холодных выбросов	103
3.8. Линейные источники. Аэрационные фонари	106
3.9. Концентрации примеси от группы источников	109

4 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ ПРИ АНОМАЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

4.1. Штилевые слои	112
4.2. Учет отклонения скорости ветра от логарифмического профиля	114

4.3. Атмосферная диффузия примесей при штиле	116
4.4. Приподнятые инверсии температуры	120
4.5. Турбулентный обмен в слое приподнятой инверсии	125
4.6. Расчет концентрации при наличии приподнятой инверсии	127
4.7. Влияние аномальной стратификации на начальный подъем примеси	132
4.8. Сочетание приподнятой инверсии и штиля	136
5 ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ. ТУМАНЫ И СМОГИ	
5.1. Особенности распространения несохраняющейся примеси	137
5.2. Взаимодействие примесей с водяными каплями	139
5.3. Речные туманы	141
5.4. Распространение примесей при наличии речных туманов	143
5.5. Радиационные туманы	146
5.6. Расчет влажности, температуры и распределения примеси в радиационном тумане	149
5.7. Смоги	152
5.8. Фотохимические реакции при смогах и их количественное описание	155
5.9. Взаимосвязь облаков и осадков с атмосферными примесями	158
6 РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРИМЕСИ НАД НЕОДНОРОДНОЙ МЕСТНОСТЬЮ	
6.1. Микрометеорологические наблюдения в холмистой местности и в карьерах	162
6.2. Обтекание неровностей рельефа	164
6.3. Учет микроклиматического распределения ветра	166
6.4. Метод потенциальных течений	170
6.5. Общая схема оценки влияния рельефа	175
6.6. Учет зависимости начального подъема от условий рельефа	181
6.7. Трансформация воздушного потока над водоемом и влияние водоемов на распространение примеси	184
6.8. Моделирование в аэродинамических трубах	188
6.9. Условия переноса результатов моделирования на естественные процессы	191
6.10. Применение моделирования для изучения структуры воздушного потока	194
7 МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ЗАГРЯЗНЕНИЕМ ВОЗДУХА	
7.1. Методы анализа состава воздуха	201
7.2. Автоматические газоанализаторы	209
7.3. Централизованная система контроля	216
7.4. Определение атмосферных выпадений и суммарного содержания примеси в столбе атмосферы	218
7.5. Оценка прозрачности дыма. Форма дымовых факелов	220
7.6. Метеорологические наблюдения в приземном слое и использование их для определения коэффициента обмена и классификации устойчивости	222
7.7. Аэрологические наблюдения	226
7.8. Использование вертолетов и самолетов	227
7.9. Инвентаризация и контроль выбросов	229

8 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ПРИМЕСИ

8.1. Общие положения	235
8.2. Определение потока аэрозолей на горизонтальный планшет и теория обтекания планшета	—
8.3. Соотношение между концентрацией аэрозолей и их потоком на планшет	238
8.4. Теория радиационного переноса в запыленной атмосфере	240
8.5. Оценка эффектов рассеивания и поглощения радиации по актинометрическим данным	245
8.6. Определение характеристик турбулентной диффузии по очертанию дымовых струй и распределению концентраций	246

9 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОЙ ДИФФУЗИИ

9.1. Состояние экспериментальных исследований	252
9.2. Постановка экспедиционных исследований в СССР	259
9.3. Наблюдения за рассеиванием нагретых выбросов	—
9.4. Рассеивание холодных выбросов	268
9.5. Характеристика метеорологических условий в экспедициях	271
9.6. Применение высотных метеорологических мачт	279
9.7. Эксперименты по сбрасыванию примеси с самолета	282
9.8. Стереофотограмметрирование дымовых струй	283
9.9. Климатологические факторы атмосферной диффузии	287

10 ПРОВЕРКА ТЕОРИИ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО РАСЧЕТУ РАССЕИВАНИЯ ВЫБРОСОВ

10.1. Сравнение данных расчета и экспедиционных наблюдений	293
10.2. Проверка теории на материалах специальных экспериментов	302
10.3. Методические указания по расчету рассеивания промышленных выбросов	307
10.4. Предельно допустимые концентрации	310
10.5. Расчет загрязнения воздуха вокруг предприятий	314
10.6. Определение высоты трубы	317
10.7. Предельно допустимые выбросы. Нормирование выбросов	318
10.8. Санитарно-защитная зона	320
10.9. Рациональный комплекс защитных мероприятий	321
10.10. Оптимальное размещение источников примеси	323
10.11. Потенциал загрязнения воздуха	325
10.12. Использование аэрозолей для защиты растений и воздействия на метеорологические процессы	329

11 ЗАГРЯЗНЕНИЕ ВОЗДУХА В ГОРОДЕ

11.1. Принципы организации наблюдений	331
11.2. Методы статистического анализа	335
11.3. Применение метода разложения на ортогональные функции	338
11.4. Годовой и суточный ход загрязнения воздуха	339
11.5. Оценка влияния метеорологических факторов	342
11.6. Пространственная структура загрязнения воздушного бассейна	347

11.7. Общие характеристики и тенденции загрязнения воздуха в городах	349
11.8. Влияние загрязнения воздуха на радиационный и термический режим города	352
11.9. Остров тепла. Тепловое загрязнение	356
11.10. Воздушные потоки в городе. Их взаимосвязь с загрязнением воздуха	359
11.11. Математическое моделирование загрязнения воздуха в городах	362
12 ПРОГНОЗ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА	
12.1. Задачи прогноза	367
12.2. Прогноз загрязнения от одиночных источников	368
12.3. Регулирование выбросов	370
12.4. Прогноз загрязнения воздуха от многих источников	—
12.5. Прогноз потенциала загрязнения воздуха и высоты перемешивания	374
12.6. Результаты прогноза	376
12.7. Научно-технические принципы прогноза на длительные сроки	378
13 МАКРОМАСШТАБНЫЕ ЭФФЕКТЫ И ТЕНДЕНЦИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ	
13.1. Общая характеристика	381
13.2. Распределение сернистых соединений	383
13.3. Содержание в атмосфере соединений углерода и азота	385
13.4. Естественные и антропогенные источники запыленности атмосферы	388
13.5. Распределение и характеристики аэрозолей	389
13.6. Химический состав осадков и облачной воды	394
13.7. Загрязнение стратосферы и влияние выбросов реактивной авиации. Проблема озона	396
13.8. Тенденция глобального загрязнения атмосферы и влияние его на климат. Рост содержания CO ₂ и аэрозолей. Проблема кислорода	398
13.9. Использование актинометрических данных для оценки тенденции запыленности атмосферы	403
13.10. Организация наблюдений за фоновым загрязнением атмосферы. Глобальный мониторинг	405
Заключение	408
Литература	413

CONTENTS

PREFACE

INTRODUCTION

1. The detriment caused by air pollution	6
2. Basic direction of investigations	7
3. The goals of the book	9

1 BASIC STATEMENTS OF THE THEORY OF ATMOSPHERIC DIFFUSION

1.1. Basic approaches to atmospheric diffusion modeling	11
1.2. Initial equations	15
1.3. Boundary conditions	17
1.4. Adjustment time of diffusion process	19
1.5. Coefficients of atmospheric diffusion equation	20
1.6. The relation between solutions for point and line sources	28
1.7. Analytic solution of turbulent diffusion equation	30
1.8. Solution for power models of wind velocity and exchange coefficient	33
1.9. Numerical methods of atmospheric diffusion investigation	35
1.10. Numerical solution testing	40

2 PRINCIPAL FEATURES OF POLLUTANT DISPERSION IN THE ATMOSPHERE

2.1. Gaseous and fine-particle pollutants	42
2.2. Heavy monodispersed pollutants	49
2.3. Polydispersed pollutants	57
2.4. Non-stationary diffusion. Instantaneous source	58
2.5. "Concentration averaging" effect	60
2.6. Dependence of dispersion and horizontal diffusion coefficient on eddy scales	67
2.7. Dispersion of wind direction and dependence of the concentration on sampling time	71
2.8. Mean annual averaging	78

3 COMPUTATION OF THE CONCENTRATION FROM INDUSTRIAL SOURCES

3.1. Different approaches to the estimation of initial plume rise	81
3.2. Dependence of plume rise on main factors	86
3.3. General method of including plume rise calculation into diffusion models	91
3.4. General principles of calculation formulae	94
3.5. Critical wind velocity	97
3.6. Calculation formulae for single source	98
3.7. The cases of cool emissions	103
3.8. Line sources. Ventilation emissions through slits in the roof	106
3.9. Concentrations from multiple sources	109

4 POLLUTANT TRANSPORT UNDER ANOMALOUS METEOROLOGICAL CONDITIONS

4.1. Calm layers	112
4.2. The effect of wind velocity deviation from logarithmic profile	114
4.3. Atmospheric diffusion of pollutants under calm conditions	116
4.4. Elevated temperature inversion	120
4.5. Turbulent exchange in elevated inversion layer	125

4.6. Calculation of the concentration under elevated inversion	127
4.7. Influence of anomalous stratification on plume rise	136
4.8. Combination of elevated inversion and calm	136

5 TRANSFORMATION OF POLLUTANTS IN THE ATMOSPHERE. FOGS AND SMOGS

5.1. Features of decaying pollutant dispersion	137
5.2. Interaction of pollutants with water drops	139
5.3. River fogs	141
5.4. Pollutant transport under river fogs conditions	143
5.5. Radiation fogs	146
5.6. Calculation of liquid-water, temperature and pollutant transport under radiation fogs	149
5.7. Smogs	152
5.8. Photochemical reactions under smogs and their quantitative description	155
5.9. Interaction of clouds and precipitations with atmospheric pollutants	158

6 POLLUTANT DISPERSION OVER NON-UNIFORM TERRAIN

6.1. Microclimatic observations in hilly terrain and quarries	162
6.2. Flow over uneven terrain	164
6.3. Calculation of microclimatic wind distribution	166
6.4. Method of potential flows	170
6.5. General scheme for estimating relief effects	175
6.6. Dependence of plume rise on relief condition	181
6.7. Transformation of air flow over water bodies and their effect on pollutant dispersion	184
6.8. Simulation in wind tunnels	188
6.9. Application of modeling results to natural processes	191
6.10. Use of simulation for studying air flow structure	194

7 METHODS AND DEVICES DESIGNED FOR AIR POLLUTION MONITORING

7.1. Methods of air composition analysis	201
7.2. Automatic gas-analysers	209
7.3. Centralised monitoring system	216
7.4. Estimation of precipitations and total content of pollutants in the air column. Estimation of smoke optical density	218
7.5. The shape of smoke plumes	220
7.6. Meteorological observations in the surface layer. Their use for determination of exchange coefficient and classification of atmospheric stability	222
7.7. Aerological observations	226
7.8. Use of helicopters and aircrafts	227
7.9. Emission inventory and regulation	229

8 THEORETICAL BASIS OF MONITORING AIR POLLUTION

8.1. General considerations	235
8.2. Determination of aerosols flow on the plate and the theory of the flow over plate	—
8.3. The ratio of aerosol concentration and their flow on plate	238

8.4. Theory of radiation transfer in a dust containing atmosphere	240
8.5. Estimation of radiation scattering and absorption effects	245
8.6. Determination of turbulent diffusion parameters from plume shape	246

9 EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF ATMOSPHERIC DIFFUSION

9.1. State of art in experimental investigations	252
9.2. Expeditions in the USSR	259
9.3. Observations of heated emission dispersion	—
9.4. Dispersion of cold emissions	268
9.5. Characteristics of meteorological conditions during expeditions	271
9.6. The use of tall meteorological towers	279
9.7. Experiments on tracer discharges from aircrafts	282
9.8. Stereophotogrammetry of smoke plumes	283

10 THEORY VERIFICATION AND PRACTICAL RECOMMENDATIONS FOR CALCULATION OF POLLUTANT DISPERSION

10.1. Comparison of computation data and field measurements	293
10.2. Theory verification based on materials of special experiments	302
10.3. Instructions for the calculations of dispersion of industrial emissions	307
10.4. Maximum permissible concentrations	310
10.5. Calculation of air pollution in the vicinity of enterprises	314
10.6. Determination of stack height	317
10.7. Maximum permissible emissions. Emission standards	318
10.8. Sanitary protection zone	320
10.9. Rational system of protective measures	321
10.10. Optimal location of pollutant sources	323
10.11. Air pollution potential	325
10.12. The use of aerosols for plant protection and simulation of meteorological processes	329

11 URBAN AIR POLLUTION

11.1. Principles of monitoring	331
11.2. Methods of statistical analysis	335
11.3. Application of expansion in orthogonal functions	338
11.4. Annual and diurnal variations of air pollution	339
11.5. Analysis of meteorological factor effects	342
11.6. Spatial structure of air pollution	347
11.7. General characteristics and trends of urban air pollution	349
11.8. Air pollution influence on radiation and thermal regime in towns	352
11.9. Heat island. Thermal pollution	356
11.10. Urban air flows and their interrelation with air pollution	359
11.11. Mathematical modelling of urban air pollution	362

12 AIR POLLUTION FORECASTING

12.1. Aims of forecasting	367
12.2. Forecasting of pollution from single sources . . .	368
12.3. Emission regulation	370
12.4. Forecasting of atmospheric pollution from multiple sources	—
12.5. Forecasting of air pollution potential and mixing height	374
12.6. Results of forecasting	376
12.7. Scientific principles of long-term forecasting . . .	378

13 MACROSCALE EFFECTS AND TRENDS OF GLOBAL ATMOSPHERIC POLLUTION

13.1. General considerations	381
13.2. Distribution of sulphur compounds	383
13.3. Content of carbon and nitrogen compounds in the atmosphere	385
13.4. Natural and anthropogenic sources of atmospheric turbidity	388
13.5. Aerosol distribution and characteristics	389
13.6. Chemical composition of precipitation and cloud water	394
13.7. Stratospheric pollution and effects of SST engine exhausts	396
13.8. Trends of global atmospheric pollution and their climatic effects. Increase of CO ₂ and aerosol content	398
13.9. Solar radiation data as applied for estimating trends of dust content in the atmosphere	403
13.10. An arrangement of observations of background atmospheric pollution. Global monitoring	405

Conclusions	408
References	413

Марк Евсеевич Берлянд

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ
АТМОСФЕРНОЙ ДИФФУЗИИ
И ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Отв. редактор Р. И. Оянкул. Редактор Л. И. Штанникова. Художник И. Н. Кошаровский
Худ. редактор Б. А. Денисовский. Техн. редактор Л. М. Шишкова
Корректоры: В. И. Гинцбург, Т. Н. Черненко

Сдано в набор 20/1 1975 г. Подписано к печати 3/VI 1975 г. М-17212. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага тип. № 1. Печ. л. 28,0. Уч.-пзд. л. 29,55. Тираж 3700 экз. Индекс МЛ-130. Заказ № 109.
Цена 2 руб. 28 коп. Гидрометеониздат. 199053, Ленинград. 2-я линия, д. 23.
Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000. Ленинград. Прачечный пер., д. 6.