

М. Е. Берлянд

***Прогноз
и регулирование
загрязнения
атмосферы***



*Ленинград
Гидрометеопиздат
1985*

Рецензенты: канд. техн. наук И. М. Назаров (Институт прикладной геофизики имени академика Федорова Е. К.), д-р физ.-мат. наук Ш. Д. Фридман

Ответственный редактор канд. физ.-мат. наук Р. И. Оннукул (Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова)

В книге систематически излагаются результаты выполненных в СССР и за рубежом исследований по разработке методов краткосрочного прогноза загрязнения воздуха с учетом возможности регулирования выбросов в атмосферу при неблагоприятных метеорологических условиях.

Рассматриваются основы прогноза. Приводятся сведения о численных, статистических и синоптических методах прогноза загрязнения атмосферы. Даются рекомендации по их практическому использованию.

Излагаются методы прогноза неблагоприятных метеорологических условий и потенциала загрязнения воздуха. Описываются способы сокращения выбросов в атмосферу и уменьшения вредных воздействий в периоды, когда в соответствии с данными прогноза могут достигаться большие концентрации примесей в приземном слое воздуха.

Дается анализ результатов проверки оправдваемости и эффективности прогнозов. Освещаются перспективы развития работ по рассматриваемой проблеме.

Книга рассчитана на специалистов, интересующихся вопросами контроля и охраны атмосферы от загрязнения.

In the book "Prediction and Regulation of Air Pollution" by M. E. Berlyand investigation results obtained in the USSR and abroad on elaborating short-range air pollution forecasting technique with due account for regulation of emissions into the atmosphere under unfavourable meteorological conditions are systematically presented.

The bases of the forecast are considered. Information on numerical, statistical and synoptical techniques is presented. Recommendations on their practical use are given.

Forecasting technique for unfavourable meteorological conditions and air pollution potential is discussed. The ways to decrease emissions into the atmosphere and to reduce their harmful effects in the periods when according to the forecast maximum pollutant concentrations may appear in the atmospheric boundary layer are described.

Analysis of verification results of the skill score and efficiency of forecasts is presented. The outlook of development of activities and further tasks in the considered problem are discussed.

The book is of value for meteorologists and specialists in the field of the control and protection of the atmosphere from pollution.

Марк Евсеевич Берлянд

Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы

Редактор Л. И. Штанникова. Художник В. В. Бабанов.
Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Э. Э. Белякова

ИБ № 1610. Сдано в набор 23.01.85. Подписано в печать 27.05.85. М-22404. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 17. Кр.-отт. 17. Уч.-изд. л. 19,88. Тираж 2840 экз. Индекс МОЛ-187. Заказ № 30. Цена 3 р. 40 к. Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

В настоящее время наступил новый этап исследований загрязнения атмосферы. Наряду с оценкой и контролем концентраций вредных примесей в воздухе в районе их источников по данным наблюдений, а также с расчетами концентраций на основе теоретических исследований появилась возможность осуществлять краткосрочные прогнозы загрязнения воздуха и использовать их для регулирования промышленных выбросов. Интерес к таким прогнозам проявляется во многих странах.

В Советском Союзе организациями Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды (Госкомгидромета) проводится широкий комплекс научных разработок методов прогноза загрязнения атмосферы. При территориальных гидрометцентрах образованы прогностические группы; по существу, создана новая служба прогнозов. Сейчас прогнозы составляются в 140 городах Советского Союза и передаются более чем на 1000 крупных предприятий в целях принятия необходимых мер по охране воздушного бассейна. Для обеспечения оперативной деятельности этой службы изданы Методические указания (1979), проведены широкие испытания предложенных методов прогноза. Данная работа была положительно оценена в статье И. Новикова, посвященной итогам работы в области охраны окружающей среды в СССР, опубликованной в журнале «Коммунист» (№ 14, 1982). В ней указывается, что широкое применение получили разработанные институтами Госкомгидромета методы прогнозов уровней загрязнения воздушного бассейна в период ухудшения метеословий и что такие прогнозы позволяют существенно влиять на снижение вредных выбросов в атмосферу, особенно в периоды ожидаемой неблагоприятной метеорологической ситуации.

В последнее время значительное внимание работам по прогнозу загрязнения воздуха уделяет Всемирная метеорологическая организация (ВМО). Для активизации деятельности в данном направлении по решению 7-й сессии Региональной ассоциации для Европы (РА VI) в ноябре 1980 г. Госкомгидромет организовал в Ленинграде при Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова крупное международное совещание по разработке методов прогноза неблагоприятных метеорологических условий, приводящих к высоким уровням загрязнения воздуха. На совещании, в котором приняли участие специалисты из 14 стран, были выработаны рекомендации по дальнейшему развитию исследований в области разработки методов прогноза загрязнения атмосферы. Рекомендации, уточненные Секретариатом ВМО, направлены во все страны — члены ВМО. Как отмечено в Бюллетене ВМО (том 30, № 2, 1982 г.), эти рекомендации должны помочь выделить первоочередные задачи в решении данной важной проблемы прикладной метеорологии.

Написанию данной монографии в значительной степени способствовала работа автора над подготовкой соответствующего издания ВМО, основные положения которого были обсуждены и одобрены на указанном международном совещании ВМО в Ленинграде.

Всем тем, кто способствовал подготовке монографии, особенно А. С. Зайцеву, И. М. Назарову, Р. И. Оникулу, И. В. Цветкову, и тем, кто в процессе написания монографии ознакомился с отдельными разделами ее и сделал существенные замечания, а также Е. Л. Гениховичу и Л. Р. Сонькину, совместно с которыми написана глава 4, автор выражает свою глубокую признательность.

Среди задач по метеорологическим аспектам загрязнения атмосферы большое значение приобретают исследования закономерностей распространения атмосферных примесей и особенностей их пространственно-временного распределения. Они являются основой для объективной оценки состояния и тенденции изменений загрязнения воздушного бассейна, а также разработки возможных мероприятий по обеспечению чистоты атмосферы (Израэль, 1984). Без таких исследований невозможно определение репрезентативных мест и времени наблюдений в целях создания системы контроля за чистотой воздуха. Характеристики загрязнения атмосферы сейчас все в большей степени рассматриваются как метеорологические величины. 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 условий рассеивания их в атмосфере. Нужна разработка принципов взаимного размещения предприятий и жилых массивов и установление предельно допустимых выбросов в атмосферу (Берлянд, 1975, 1983).

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 (большей частью в пределах суток), особенно возможности резкого, т. е. в течение непродолжительного времени, повышения концентраций вредных примесей в приземном слое воздуха.

Такое повышение, отмеченное на значительном числе пунктов в городе, может быть обусловлено неблагоприятными для рассеивания примесей условиями погоды. Следовательно, задача состоит в прогнозе загрязнения воздуха в зависимости от метеорологических факторов. При этом могут быть учтены ожидаемые выбросы в атмосферу, а также некоторые особенности их режима, связанные, например, с ростом числа автомашин на улицах городов в начале и конце рабочего дня, увеличением количества сжигаемого топлива при понижении температуры воздуха зимой и т. п.

В периоды увеличения загрязнения воздуха требуется принять меры по кратковременному сокращению выбросов и уменьшению их вредного действия.

Вопросы регулирования выбросов и прогноза загрязнения атмосферы тесно связаны между собой. Очевидно, что прогностические разработки необходимы прежде всего для тех случаев, когда возможно регулирование загрязнения воздуха. Вопросы регулирования еще недостаточно проработаны и потому в данной книге сравнительно мало освещены. Тем не менее целесообразно

было подчеркнуть в ее названии указанную связь между регулированием и прогнозом загрязнения атмосферы. Этим и конкретизируются задачи книги, состоящие в рассмотрении именно тех прогнозов, которые можно использовать в целях реального регулирования выбросов. Очевидно, что это относится главным образом к краткосрочным прогнозам.

Интерес к краткосрочному прогнозу загрязнения воздуха обусловлен прежде всего тем, что во многих городах и промышленных центрах выбросы вредных веществ в атмосферу и концентрации их в воздухе весьма велики. Не всегда удастся 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 образуется неблагоприятная метеорологическая обстановка, при которой может создаваться опасное загрязнение воздуха в жилых районах. Кроме того, при проектировании и сооружении новых предприятий не всегда возможно, а иногда 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 их предельно допустимые значения — ПДК.

При проектировании предприятий учитываются неблагоприятные метеорологические условия, при которых могут наблюдаться высокие уровни концентрации. Например, к таким условиям при выбросах из высоких труб относятся скорости ветра, близкие к опасной (см. п. 3.1), и неустойчивая стратификация. Эти условия достаточно часто наблюдаются в дневные часы теплого полудня 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. п. 3.6), при которых наземные концентрации примесей резко возрастают. Для избежания этого экономически целесообразно предусматривать мероприятия не капитальные, а эксплуатационные по кратковременному снижению выбросов в эти периоды.

Выше указывалось на тесную связь между задачами прогноза и регулирования загрязнения атмосферы. Очевидно, что прогнозы загрязнения воздушного бассейна будут эффективны только тогда, когда имеется реальная возможность сократить или полностью прекратить вредные выбросы, а также избежать их воздействия в случае неблагоприятной метеорологической обстановки.

При этом следует иметь в виду известные сложности, связанные с разработкой подобных прогнозов. Они заключаются в том, что одни и те же условия погоды могут оказывать разное воздействие в зависимости от типа источника и в первую очередь от его

высоты. Так, сочетание неустойчивой стратификации и опасной скорости ветра является неблагоприятным 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.

Нужно отметить, что повышение уровня загрязнения воздуха возможно и из-за резкого увеличения вредных выбросов в атмосферу в аварийных ситуациях вследствие нарушения технологического режима, неисправности оборудования, отключения очистных устройств или при залповых выбросах. Однако такое увеличение одновременно на многих источниках, расположенных в различных частях города, как правило, маловероятно. При значительном возрастании выбросов от отдельного предприятия их воздействие можно обнаружить в зоне его влияния. Прогноз загрязнения в этих случаях выполняется по ожидаемому изменению выбросов с учетом конкретных метеорологических условий.

Исследования в указанном направлении ведутся сейчас во многих странах. Полученные результаты представлены в большом числе опубликованных статей и докладов на различных совещаниях и симпозиумах.

Методы прогноза загрязнения воздуха используются и в оперативной практике в СССР, а также в ряде зарубежных стран. В отдельных странах для этого привлекаются данные автоматизированной системы контроля загрязнения воздуха.

В соответствии с предупреждениями о возможности резких повышений приземной концентрации примесей в периоды неблагоприятных условий погоды принимаются меры по сокращению выбросов этих веществ в атмосферу, ограничиваются или перестраиваются транспортные потоки на городских магистралях, по радио и телевидению сообщается об опасности длительного пребывания населения на открытом воздухе в отдельных районах города.

В СССР необходимость принятия мер по регулированию выбросов в такие периоды предусматривается Государственным стандартом (ГОСТом) на правила установления предельно допустимых выбросов (1978). На многих предприятиях разрабатываются требуемые для этого мероприятия.

В задачу данной монографии входит рассмотрение и обсуждение результатов указанных работ.

Критерии опасности загрязнения атмосферы и их использование при прогнозе

Для прогноза загрязнения атмосферы весьма большое значение имеет наличие критериев его опасности. При разработке соответствующих методов прогноза ставится задача учесть эти критерии, т. е. установить, в каких случаях степень концентрации вредных примесей в воздухе достигает определенных критических значений и насколько последние могут быть превышены. В зависимости от величины этого превышения могут быть даны рекомендации о количественной характеристике необходимого уменьшения вредных выбросов и его продолжительности.

1.1. Использование предельно допустимых концентраций

В качестве основных критериев опасности загрязнения воздуха обычно используются предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных примесей или соответствующие им (в ряде стран) стандарты качества воздуха.

Вопросам установления ПДК уделяется большое внимание в работах многих авторов (Сидоренко и Пинигин, 1970, Измегов, 1973 и др.). В 1964 г. Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ) рекомендовано различать четыре уровня опасности загрязнения воздуха (отсутствие влияния, раздражение, хронические заболевания и острые заболевания). К первому уровню относятся случаи, когда еще не обнаруживается никакого прямого или косвенного воздействия загрязнения на человека.

Комитетом экспертов ВОЗ был издан специальный документ, в котором указаны критерии качества воздуха (Air quality criteria, 1972). Большое внимание вопросам установления ПДК было уделено на Стокгольмской конференции ООН по окружающей среде в 1972 г. Ее решения способствовали значительному расширению работ в данной области, разработке и утверждению ПДК или соответствующих стандартов качества воздуха, во многих странах.

В СССР при установлении ПДК принимается первый, самый низкий из указанных ВОЗ уровней. Для его определения используются высокочувствительные тесты, такие, как изменение биопотенциалов головного мозга, позволяющие обнаружить минимальные воздействия токсических веществ на организм человека при кратковременном их вдыхании. Кроме того, для определения хронического (длительного) воздействия токсических веществ проводятся эксперименты на животных в специальных камерах с применением физиологических, биохимических, иммунобиологических и других тестов, а также используются материалы эпидемиологических исследований заболевания населения. К получен-

ным лабораторным данным о пороге воздействия в ряде случаев вводятся дополнительно коэффициенты запаса, значительно снижающие эти пороги (иногда до 100 раз).

В качестве основного показателя опасности загрязнения воздуха принимается весовая концентрация примесей. Показано, что такой показатель справедлив также для пыли и аэрозолей, хотя в отдельных случаях существенную роль может играть и их дисперсность.

Министерство здравоохранения СССР периодически утверждает предельно допустимые нормы содержания вредных веществ в атмосферном воздухе населенных мест. К настоящему времени уже утверждены ПДК более чем на 200 вредных веществ. Согласно Закону об охране атмосферного воздуха значения ПДК являются едиными для всей территории СССР.

В других странах также установлены для многих веществ ПДК или соответствующие стандарты качества воздуха. При этом учитывается и продолжительность воздействия вредных веществ. ПДК устанавливаются для разного периода времени: кратковременные — от десятков минут до нескольких часов (иногда до суток) и долговременные — для года, а точнее для неограниченного времени без строгой фиксации его продолжительности.

В СССР и многих других странах для оценки степени кратковременного воздействия примеси на организм человека применяются максимальные разовые ПДК, относимые к 20—30-минутному интервалу времени.

Естественно, что для краткосрочных прогнозов загрязнения воздуха в качестве критериев его опасности основное значение имеют максимальные разовые ПДК и соответствующие им стандарты качества воздуха. Сводка ПДК, принятых в различных странах, составлена В. Невиллом (Stern, 1977). Соответствующие сведения представлены также в работах Буштуевой (1976), Янагисава (Janagisava, 1973) и др. В табл. 1.1 приводятся значения максимальных разовых ПДК, принимаемых в СССР и в ряде других стран, для наиболее распространенных вредных примесей.

Согласно действующим положениям в СССР, для некоторых ингредиентов необходимо суммировать их вредное действие. При наличии n таких ингредиентов соответственно с концентрациями c_i и предельно допустимыми концентрациями ПДК $_i$ ($i = 1, 2, \dots, n$) требуется, чтобы выполнялось соотношение

$$\sum_{i=1}^n \frac{c_i}{\text{ПДК}_i} \leq 1. \quad (1.1)$$

В частности, суммируется действие сернистого газа с двуокисью азота, фенолом, фтористым водородом или аэрозолем серной кислоты.

При прогнозе потенциала загрязнения воздуха в США (см. п. 5.2) иногда используются не значения ПДК, а более грубая оценка опасности содержания вредных примесей. Например,

Значения максимальных разовых ПДК

Вещество	ПДК, мг/м³	Страны
Азота двуокись	0,085 0,3 0,41 0,56	Болгария, СССР, Югославия ГДР, Румыния, Чехословакия Канада Финляндия
Азота окислы	0,1 0,45 0,6 2,0	ГДР Испания Италия ФРГ
Азота окись	0,8	ФРГ
Акролеин	0,02 0,025 0,03 0,3	ГДР ФРГ СССР Болгария, Венгрия, Чехословакия, Югославия
Аммиак	0,2 0,3 1,5	Болгария, Венгрия, СССР, Чехословакия ГДР, Румыния, Чехословакия Венгрия
Анилин	0,05 2,4	Болгария, ГДР, Румыния, СССР, Чехословакия ФРГ
Ацетон	0,35 1,0 5,0 24,0 180 360	Болгария, Венгрия, СССР, Югославия ГДР Румыния Израиль Венгрия ФРГ
Взвешенные вещества (пыль нетоксическая)	0,1 (1 ч) 0,2 (1 ч) 0,5 0,6 0,75 (1 ч)	Швеция Япония Болгария, ГДР, Румыния, СССР, Финляндия, ФРГ, Чехословакия Испания Италия
Диметиламин	0,005 0,015 0,06	СССР ГДР ФРГ
Диметилсульфид	0,08	Болгария, ГДР, СССР, Югославия
Капролактан	0,06 0,1	Болгария, СССР, Югославия ГДР
Метилмеркаптан	$9 \cdot 10^{-8}$ 10^{-5}	Болгария, СССР, Югославия ГДР
Озон	0,16	СССР
Оксиданты	0,1 0,12 (1 ч) 0,24 (1 ч) 0,2 (1 ч)	Румыния Япония США Аргентина

Вещество	ПДК, мг/м³	Страны
Свинец	0,002 0,05	Венгрия Италия
Сажа (копоть)	0,15	Болгария, ГДР, Румыния, СССР, Чехословакия
Серная кислота (по молекуле H ₂ SO ₄)	0,05 0,3	ГДР Болгария, Венгрия, Румыния, СССР, Югославия
Сероводород	0,008 0,01 0,015 0,03 0,05 0,1 0,15 0,3	Болгария, Венгрия, СССР, Чехословакия, Югославия Испания ГДР Румыния ФРГ Италия Финляндия Венгрия
Серы двуокись	0,26 (1 ч) 0,5 0,625 0,72 0,75 0,8	Япония Болгария, ГДР, СССР, ФРГ, Чехословакия, Югославия Швеция Финляндия Израиль, Италия, Румыния, ФРГ Испания
Сероуглерод	0,03 0,045 0,45	Болгария, ГДР, Румыния, СССР, Чехословакия, Югославия Польша Израиль
Толуол	0,6 60	Болгария, ГДР, СССР, Югославия ФРГ
Углеводороды (суммарные)	5,0 53,3	Израиль Италия
Углерода окись	2,5 (1 ч) 3,0 6,0 40 (1 ч) 45 57,7 57,7 (1 ч)	Япония Болгария, ГДР, Польша, СССР, Югославия Румыния, Чехословакия США, Финляндия, ФРГ Испания Италия Аргентина
Фенол	0,01 0,03 0,1 0,3 0,6	Болгария, СССР, Югославия ГДР Румыния Чехословакия ФРГ
Формальдегид	0,03 0,035 0,05	Румыния Болгария, ГДР, СССР, Югославия Чехословакия
Фосфорный ангидрид	0,15	ГДР, СССР

Вещество	ПДК, мг/м ³	Страны
Фториды газообразные и хорошо растворимые	0,005 0,02—0,03	ФРГ Болгария, ГДР, Испания, Польша, СССР, Югославия
Фториды неорганические плохо растворимые	0,2	ГДР, СССР
Хлор	0,1 0,3 0,6	Болгария, ГДР, СССР, Чехословакия, Югославия Испания, Румыния Италия, ФРГ
Этилен	3,0	Болгария, ГДР, СССР, Югославия

Примечание. В скобках указано время, к которому относится ПДК, если это время отлично от 20—30 мин.

нередко дается прогноз о том, что ожидается слабое, умеренное или сильное раздражение глаз.

1.2. Критерии опасности загрязнения атмосферы для растений

Критерии, аналогичные ПДК, предлагаются в ряде исследований и в отношении воздействия на растительность (Баркер и др., 1961; Гударян, 1979; Илькун, 1978; Николаевский, 1979 и др.). Для разных видов растений, как культурных, так и дикорастущих, рассматриваются некоторые пороговые концентрации вредных примесей в воздухе, а также чувствительность растений к примесям различных концентраций в зависимости от продолжительности их воздействия. Однако полученные результаты большей частью не утверждались законодательными органами в качестве ПДК или соответствующих стандартов, как это сделано в отношении веществ, приведенных в табл. 1.1. В основном они являются результатами научно-исследовательских разработок, не получивших должного внедрения в практику.

Наиболее подробно изучено влияние двуокиси серы. В обзоре, составленном по материалам исследований 1920—1930 гг. (Баркер и др., 1961), приводятся лабораторно-экспериментальные данные О'Гара о сравнительной чувствительности примерно 100 видов растений к SO_2 в условных единицах, причем за единицу принята чувствительность люцерны. В табл. 1.2 даны некоторые из этих показателей.

Для самой люцерны установлено, что начальные признаки ее повреждения соответствуют концентрации SO_2 (условно ее обозначим ПДК'), равной 3,3 мг/м³ или 1,2 млн⁻¹ при длительности воздействия 1 ч.

Таблица 1.2

Сравнительная чувствительность растений к SO_2

Растение	Чувствительность	
	значение	степень
Ячмень, хлопчатник	1,0	Слабая
Овес	1,3	"
Клевер	1,4	"
Пшеница	1,5	"
Горох	2,1	Средняя
Виноград	2,2—3,0	"
Абрикос	2,3	"
Картофель	3,0	Значительная
Кукуруза	4,0	"
Огурцы	4,2	"
Сосна	7—15	"

Для величин ПДК' по отношению к растительности О'Гара установил их зависимость от времени действия t в виде уравнения

$$\text{ПДК}' = 0,33 + 0,92/t, \quad (1.2)$$

где ПДК' выражено в млн^{-1} , а t — в часах.

Томас и Хилл (Гударинан, 1979) обобщили уравнение (1.2) на случай различной степени воздействия. Они получили, что слабому поражению листа соответствует

$$\text{ПДК}' = 0,94 + 0,24/t, \quad (1.3)$$

а разрушению листа на 50 и 100 % соответствует

$$\text{ПДК}' = 1,4 + 2,1/t \text{ и } \text{ПДК}' = 2,6 + 3,2/t. \quad (1.4)$$

Приведенные данные для ПДК оказываются заметно больше указанных в табл. 1.1.

В более поздних работах требования к чистоте воздуха по отношению к растительности повысились. В табл. 1.3 даны

Таблица 1.3

Максимальные разовые ПДК для растительности в ФРГ

Вещество	ПДК, мг/м^3
Фтористый водород (HF)	0,004
Соляная кислота (HCl)	0,2
Двуокись серы	0,4

принятые в ФРГ значения стандартов качества воздуха (максимально разовые ПДК) для растительности (Гудариан, 1979).

В США, наряду со стандартами качества воздуха, указанными в табл. 1.1 и определяемыми как первичные, вводятся еще более жесткие по своим значениям вторичные стандарты. Они учитывают большую чувствительность компонент окружающей среды, в том числе растительности, к воздействию загрязнения атмосферы.

В табл. 1.4 представлены соответствующие данные о вторичных стандартах согласно докладу Подкомиссии по окружающей среде при Конгрессе США (Effects of chronic exposure, 1975).

Таблица 1.4

Вторичные стандарты качества воздуха в США

Вещество	Вторичный стандарт, мг/м³	Продолжительность воздействия, ч
Двуокись серы	1,3	3
	0,2	24
Пыль (твердые частицы)	0,15	24
Оксид углерода	40	1
Углеводороды (без метана)	0,1	3
		(от 6 до 9 ч утра)
Фотооксиданты	0,16	1

В работах, выполненных в СССР (Николаевский, 1979; Николаевский и Першина, 1981) получены максимальные разовые ПДК для растительности (табл. 1.5).

Таблица 1.5

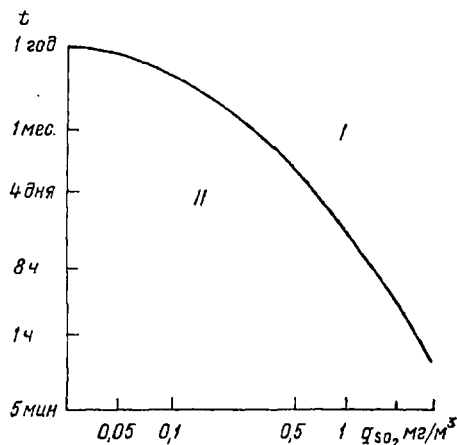
Максимальные разовые ПДК для растительности

Вещество	ПДК, мг/м³	Вещество	ПДК, мг/м³
Двуокись серы	0,02	Формальдегид	0,2
Оксиды азота	0,05	Сероводород	0,02
Хлор	0,025	Метанол	0,2
Пары серной кислоты	0,1	Бензол	0,1
Аммиак	0,05	Циклогексан	0,2

Группа экспертов ВОЗ для оценки воздействия SO_2 на окружающую среду, человека и растительность рекомендовала пользоваться графиком на рис. 1.1 (Suess, Craxford, 1976). Из него следует, что максимальные разовые ПДК для растительности больше, чем принятые в табл. 1.1. Таким образом, можно заключить, что использование значений ПДК из табл. 1.1. позволяет во многих случаях обеспечить и необходимые условия сохранения растений от их повреждения вследствие загрязнения воздуха. Однако зависимости эти еще недостаточно исследованы. Нередко

Рис. 1.1. Зависимость между концентрацией SO_2 , при которой повреждаются растения, и временем воздействия.

I — область значений концентраций SO_2 и продолжительности воздействия, при которых установлено повреждение растительности; II — то же, при которых не установлено повреждение.



отмечаются случаи повреждения деревьев, особенно хвойных, при весьма малых концентрациях SO_2 . Обнаружены существенные повреждения сосновых насаждений даже на сравнительно большом удалении от ряда крупных ТЭС и накопление фтористых соединений в растительности на значительном удалении от заводов по производству алюминия.

Мало изучено и явление синергизма — совместного влияния на растения нескольких ингредиентов, хотя имеются и определенные указания на совместное воздействие SO_2 и HCl (Гударян, 1979), SO_2 и O_3 , SO_2 и NO_2 (Effects of chronic exposure, 1975).

Поэтому требуется дальнейшее изучение воздействия загрязнения воздуха на растительность. В случаях когда критерии этого воздействия оказываются более жесткими, чем ПДК, приведенные в табл. 1.1, их следует принять вместо последних.

1.3. Критерии качества воздуха для особо опасных условий

Большое значение имеет предсказание особо опасного загрязнения воздуха, в том числе интенсивных смогов (см. п. 3.8), которые могут сопровождаться тяжелыми заболеваниями и даже

смертными случаями. Иногда выделяются несколько групп или степеней загрязнения воздуха, в том числе значительное, умеренное и слабое, в зависимости от значений средних концентраций или некоторых интегральных показателей загрязнения воздуха по всему городу или по части его. При прогнозе в таких случаях указывается только об ожидаемой группе. Однако степень опасности групп определяется также по соответствующим значениям концентраций.

Иногда при этом меры принимаются только после того, как степень концентрации вредных примесей фактически достигает определенных критических уровней. Прогноз же метеорологических условий используется для выяснения возможности дальнейшего усиления степени загрязнения воздуха. Так, с 1955 г. в Калифорнии при возникновении фотохимических смогов вводится серия «дымовых тревог», или начальных уровней опасных «эпизодов» загрязнения воздуха.

Таблица 1.6

Значения концентраций при различных тревогах

Примесь	Уровень тревоги	Концентрация		Период осреднения, ч
		млн ⁻¹	мг/м ³	
Оксиданты (озон)	1	0,1	0,2	1
	2	0,4	0,8	1
	3	0,5	1,0	1
	4	0,6	1,2	1
Двуокись серы	1	0,3	0,8	24
	2	0,6	1,6	24
	3	0,8	2,1	24
	4	1,0	2,6	24
Пыль (твердые вещества)	1		0,3	24
	2		0,6	24
	3		0,8	24
	4		1,0	24
Оксись углерода	1	15	17	8
	2	30	34	8
	3	40	46	8
	4	50	58	8
		75	86	4
		125	144	1
Двуокись азота	1	0,2	0,28	24
		0,6	1,13	1
	2	0,3	0,56	24
		1,2	2,26	1
	3	0,4	0,75	24
		1,6	3,0	1
	4	0,5	0,94	24
		2,0	3,0	1

В 1974 г. Агентство по охране окружающей среды США (Federal register, 1974) ввело новые уровни таких тревог:

- 1-й — настораживающий,
- 2-й — предостерегающий,
- 3-й — критический,
- 4-й — очень опасный.

Для каждого из этих уровней установлены характерные значения концентраций фотооксидантов, в том числе озона и четырех наиболее распространенных примесей: SO_2 , пыль (твердые частицы), CO , NO_2 (табл. 1.6).

В случаях достижения хотя бы по одной из указанных примесей указанных в табл. 1.6 концентраций, объявляется соответствующая тревога. Чем выше уровень тревоги, тем, естественно, он встречается реже. По данным Мошера и др. (Mosher et al., 1972) в районе Лос-Анджелеса в 1955—71 гг. за четыре месяца летне-осеннего периода в среднем объявлено 15 настораживающих тревог по концентрации озона, т. е. о наступлении фотохимического смога.

Установлено, что наступление четвертого, очень опасного уровня вызывает затрудненное дыхание и боли в груди даже у здоровых людей, а у лиц со слабым здоровьем и более серьезные последствия. Аналогичные тревоги объявляются также в Японии и некоторых других странах.

Из сказанного следует, что прогнозы загрязнения атмосферы в городах и промышленных районах могут иметь большое практическое значение.

Глава 2

Физические основы прогноза загрязнения воздуха

Развитие методов прогноза загрязнения воздуха основывается на результатах теоретического и экспериментального изучения закономерностей распространения примесей от их источников. Такое изучение осуществляется главным образом по двум направлениям. Одно из них состоит в разработке теории атмосферной диффузии на основе математического описания распространения примесей с помощью решения уравнения турбулентной диффузии. Другое связано в основном с эмпирико-статистическим анализом распространения загрязняющих веществ в атмосфере и с использованием для этой цели интерполяционных моделей большей частью гауссовского типа.

Первое направление является более универсальным, поскольку позволяет исследовать распространение примесей от источников различного типа при разных характеристиках среды. Оно дает

возможность использовать параметры турбулентного обмена, применяемые в метеорологических задачах о тепло- и влагообмене в атмосфере. Это обстоятельство весьма существенно для практического использования результатов теории к прогнозированию загрязнения воздуха с учетом ожидаемого изменения метеорологических условий.

Сравнительно просты для описания закономерностей распределения примеси гауссовы модели, чем объясняется довольно широкое использование в различных странах работ второго направления.

Остановимся на основных положениях обоих направлений. Более подробное описание их содержится в ряде книг (Берлянд, 1975; Pasquill, 1974; Chanady, 1973; Монин и Яглом, 1965; Бызова, 1974; «Метеорология и атомная энергия», 1971; Nieuwstadt, Van Dop, 1981; Hanna, 1982; Berlyand, 1982, и др.), а также в обзорных статьях и докладах (Берлянд, 1974, 1976, 1983; Deardorff, 1978; Turner, 1979 и др.).

2.1. Прогностические уравнения

Работы по теории атмосферной диффузии, основанные на результатах интегрирования уравнения турбулентной диффузии атмосферных примесей, получили значительное развитие в Советском Союзе. Здесь будут приведены некоторые из главных положений этих работ (Берлянд, 1972, 1975, 1982, 1983), используемых для разработки методов прогноза загрязнения воздуха.

При формулировке исходных уравнений, описывающих процесс распространения примесей в атмосфере и изменение их концентраций во времени, используется возможность отделения пульсаций от средних значений концентраций примеси. Это позволяет с помощью известных приемов осреднения перейти от уравнения диффузии для мгновенных концентраций к уравнению для средних значений концентраций.

В общем виде задача прогноза загрязнения воздуха математически может быть определена как решение при определенных начальных и граничных условиях дифференциального уравнения

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 u_i \frac{\partial q}{\partial x_i} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} k_i \frac{\partial q}{\partial x_i} - \alpha q, \quad (2.1)$$

где t — время; x_i — координаты; u_i и k_i — составляющие средней скорости перемещения примеси и коэффициента обмена, относящиеся к направлению оси x_i ($i=1, 2, 3$); α — коэффициент, определяющий изменение концентрации за счет превращения примеси.

Уравнение (2.1) описывает пространственное распределение средних концентраций, а также их изменения со временем. В этой связи оно может рассматриваться как прогностическое уравнение.

Обычно в декартовой системе координат оси x_1 и x_2 , расположенные в горизонтальной плоскости, обозначают через x и y ,

а вертикальную ось x_3 — через z ; соответственно $u_1 \equiv u$, $u_2 \equiv v$, $u_3 \equiv w$ и $k_1 \equiv k_x$, $k_2 \equiv k_y$, $k_3 \equiv k_z$.

В общем случае коэффициент обмена в турбулентном потоке представляется тензором второго порядка. Уравнение (2.1) записано в предположении, что оси координат совпадают с главными осями тензора, при этом недиагональные составляющие его исчезают и отличны от нуля только диагональные компоненты

$$k_{xx} = k_x, \quad k_{yy} = k_y, \quad k_{zz} = k_z.$$

При решении практических задач вид уравнения (2.1) упрощается. Так, если ось x ориентирована по направлению средней скорости ветра, то $v=0$. Вертикальные движения в атмосфере над горизонтальной однородной подстилающей поверхностью малы и практически можно принимать $w=0$ в случае легкой примеси, не имеющей собственной скорости перемещения. Если же рассматривается тяжелая примесь, постепенно оседающая, то w представляет собой скорость осаждения (которая входит в уравнение со знаком минус). При наличии ветра можно пренебречь членом с k_x , учитывающим диффузию по оси x , поскольку в этом направлении диффузионный поток примеси значительно меньше конвективного.

В случае решения прогностических задач в принципе существенно сохранение в (2.1) нестационарного члена $\frac{\partial q}{\partial t}$. Однако

за периоды времени, сравнимые со временем переноса примеси x/u от источника к рассматриваемой точке, процесс диффузии стационарируется (подробнее данный вопрос рассмотрен в книге Марчука (1982)). Изменения концентраций в атмосфере со временем носят обычно квазистационарный характер и практически часто

можно исключить член $\frac{\partial q}{\partial t}$, положив его равным нулю, и принять только, что коэффициенты уравнения (2.1) являются известными функциями времени t . Учет этого члена, как будет показано ниже, существен только в отдельных случаях, в частности при определении экстремальных концентраций примеси от наземных источников в условиях очень слабого ветра и малой интенсивности турбулентного обмена.

Таким образом, исходное прогностическое уравнение (2.1) сводится к обычно используемому уравнению атмосферной диффузии

$$u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y} - \alpha q. \quad (2.2)$$

В случае легкой примеси ($w=0$) второй член в (2.2) исчезает, а при рассмотрении сохраняющейся примеси ($\alpha=0$) исключается и последний член в правой части уравнения.

При наличии в атмосфере вертикальных токов в члене $w \frac{\partial q}{\partial z}$ величина w включает и вертикальную составляющую скорости

движения воздуха. В условиях холмистого рельефа, когда направление ветра не горизонтально и зависит от расстояния x , необходимо учитывать также член $\frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x}$.

При наличии точечного источника с координатами $x=0$, $y=0$, $z=H$ в качестве граничного условия принимается (Берлянд, 1963)

$$uq = M \delta(y) \delta(z - H) \quad \text{при } x = 0, \quad (2.3)$$

где M — выброс веществ от источника в единицу времени, а $\delta(\xi)$ — дельта-функция. При прогностических задачах (с учетом квазистационарности процесса) M в общем случае рассматривается как функция времени t .

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

$$q \rightarrow 0 \quad \text{при } |y| \rightarrow \infty, \quad (2.4)$$

$$q \rightarrow 0 \quad \text{при } |z| \rightarrow \infty. \quad (2.5)$$

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.

$$q = 0 \quad \text{при } z = 0. \quad (2.6)$$

С поверхностью почвы примеси обычно слабо взаимодействуют. Попадая на нее, примеси здесь не накапливаются, а с турбулентными вихрями снова уносятся в атмосферу. Поэтому с достаточной точностью принимается, что средний турбулентный поток примеси у земной поверхности мал, т. е.

$$k_z \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = 0. \quad (2.7)$$

Другие граничные условия будут указаны при рассмотрении конкретных задач.

2.2. Характеристики турбулентности и скорости ветра в пограничном слое атмосферы

Из уравнения атмосферной диффузии (2.2) следует, что при фиксированных параметрах источника сохраняющейся примеси изменение концентрации ее в атмосфере над сушей определяется турбулентным обменом и скоростью ветра. При прогнозе загрязнения воздуха основной интерес представляет определение ожидаемых концентраций у земной поверхности, в жизнедеятельном слое атмосферы. Отсюда особое значение приобретает изучение приземного слоя воздуха толщиной 50—100 м.

Как установлено многочисленными исследованиями, одной из главных характеристик этого слоя является сохранение в нем по высоте вертикальных потоков тепла и количества движения. Его определяют иногда как слой, где касательное напряжение изменяется не более чем на 10—20 % (Ламли и Пановский, 1964 и др.). Для него свойственно вместе с тем значительное изменение 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 изменение температуры воздуха с высотой происходит по адиабатическому закону. Учитывая небольшую вертикальную протяженность приземного слоя, можно говорить о равновесной стратификации и в тех случаях, когда температура мало меняется с высотой, в частности при изотермии. Неравновесная стратификация характеризуется температурными градиентами, существенно отличными от нуля.

Условия со сверхадиабатическими градиентами 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 атмосферы толщиной H_0 , в среднем равной примерно 1 км, в пределах которого четко проявляется влияние подстилающей поверхности на распределение метеорологических величин. Согласно одному из определений его, на высоте H_0 скорость ветра достигает скорости геострофического ветра, определяемой горизонтальным градиентом атмосферного давления.

Обзор исследований пограничного слоя содержится в работах МакБина и др. (Mc. Bean et al., 1979) и некоторых других авторов. В них приводится большое число моделей и формул для определения коэффициента обмена k_z и скорости ветра u как в приземном, так и пограничном слое.

Один из главных результатов исследований по построению этих моделей состоит в том, что в приземном слое воздуха до уровня $z=h$ коэффициент обмена возрастает примерно пропорционально высоте z ($k_z \approx k_1 z/z_1$). Поскольку в данном слое остаются постоянными напряжение трения $\tau = \rho k_z \frac{\partial u}{\partial z}$ и поток тепла $P = -\rho c_p k_z \frac{\partial T}{\partial z}$, то из выражения $k_z \approx k_1 z/z_1$ 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 Берлянда (1947), МакБина и др. (Mc Bean et. al., 1979) следует, что в силу сравнительно небольшого поворота вектора ветра с высотой, особенно в дневное время, зависимость модуля скорости ветра от высоты близка к логарифмической до уровня, расположенного гораздо выше приземного слоя. По некоторым моделям и за пределами приземного слоя с увеличением z коэффициент k_z продолжает 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 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 за пределами приземного слоя. На этом основании вполне приемлемой для многих задач является модель коэффициента обмена Юдина и Швеца (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 $z=0$ значение коэффициента молекулярной диффузии для воздуха ν .

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

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

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

$$k_z = \nu + k_1 h/z_1 \quad \text{при } z > h, \quad (2.8)$$

где z_0 — шероховатость подстилающей поверхности.

Указанное распределение u и k_z с высотой z характерно для сравнительно часто наблюдающихся метеорологических условий, о которых можно говорить как о нормальных условиях. Кроме того, наблюдаются аномальные условия, часто способствующие повышению концентрации в приземном слое воздуха (см. пп. 2.9, 2.10 и др.).

Для определения k_z и h в (2.8) можно воспользоваться результатами работ Берлянда и Гениховича (1973), Берлянда (1975). В них, как и в ряде других исследований по определению коэффициента обмена, находится совместное решение системы уравнений движения, притока тепла и баланса энергии турбулентности. Эта система замыкается относительно неизвестной величины k_z с помощью дополнительного соотношения, установленного из соображения подобия и допущения, согласно которому для высот $z > h$ существует внешний масштаб турбулентности, ограничивающий рост вихрей за пределами пограничного слоя. В резуль-

тате интегрирования указанной системы уравнений и интерполяции полученного решения для скорости ветра u и температуры воздуха T логарифмической функцией от z найдено, что в пределах приземного слоя

$$k_1 = \frac{\kappa^2 u_1}{\ln z_1/z_0} L' J(z_1/L'). \quad (2.9)$$

Здесь

$$L' = \frac{0,1 T_a u_1}{g \delta T} \frac{\ln z_3/z_2}{\ln z_1/z_0} \quad (2.10)$$

— масштаб Монина—Обухова,

$$J(x) = \begin{cases} x(1 + 0,54 |x|^{0,8}) & \text{при } x < 0, \\ \frac{x}{1 + 0,9x} & \text{при } 0 < x < 1, \\ 0,53 & \text{при } x \geq 1, \end{cases} \quad (2.11)$$

где δT — разность температур T на высотах z_3 и z_2 , $\kappa = 0,38$ (константа Кармана), g — ускорение свободного падения, T_a — температура воздуха (в кельвинах).

Для высоты приземного слоя h найдено, что

$$h = 0,05 \frac{k_1}{z_1 \omega_z}, \quad (2.12)$$

где ω_z — вертикальная составляющая угловой скорости движения Земли.

Обычно при $z_1 = 1$ м для конвективных условий $k_1 = 0,1 \div 0,2$ м/с и $h = 50 \div 100$ м, а при инверсиях температуры k_1 и h существенно меньше.

Для определения k_z известны и другие формулы, вывод которых в последнее время большей частью основан на теории Монина—Обухова. Полученные по ним значения k_z в приземном слое близки к тем, что следуют из (2.9). Преимущество рассматриваемой модели (2.8)—(2.12) в том, что она определяет не только значения k_z при $z < h$, но и величину h .

Выражение (2.8) для k_z отражает то обстоятельство, 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 масштабы. 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_x и k_y , примерно равные между собой, естественно, изменяются с высотой, ибо на подстилающей поверхности они должны быть равны нулю. Однако степень возрастания с высотой для k_x и 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 Берляндом (1963),

$$k_y = k_0 u, \quad (2.13)$$

так как в приземном слое u растет примерно логарифмически с высотой z , а $k_z \sim z$. Принимая, что при $z=h$, т. е. на верхней границе приземного слоя, где $u_z = u_h$ и $k_z = k_h$, имеет место равенство $k_0 u_h = k_h$, можно найти k_0 по u_h и k_h .

2.3. Классификация устойчивости приземного слоя

Для определения коэффициента обмена по скорости ветра и распределению температуры, как это сделано в п. 2.2, необходимы данные наблюдений за температурой воздуха, по крайней мере, на двух уровнях в приземном слое. Такие наблюдения ведутся только на некоторых метеорологических станциях, в частности в СССР примерно на 70 станциях, измеряющих тепловой баланс.

Для того чтобы воспользоваться обычными наблюдениями на метеорологической сети, вводится ряд классификаций устойчивости приземного слоя, позволяющих производить качественную оценку ее. Так, согласно Пэсквиллу (Pasquill, 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 классу соответствуют определенные значения скорости ветра u , степени инсоляции и времени суток (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Классы устойчивости по Пэсквиллу

Скорость ветра на высоте 10 м, м/с	Степень инсоляции днем			Облачность ночью, баллы	
	сильная	умеренная	слабая	10 (общая) или >5 (нижняя)	<4 (нижняя)
<2	1	1—2	2	—	—
2—3	1—2	2	3	5	6
3—5	2	2—3	3	4	5
5—6	3	3—4	4	4	4
>6	3	4	4	4	4

Классификация Пэсквилла уточнялась в ряде исследований с учетом высоты Солнца ($h_\odot$), количества нижней, верхней и общей облачности (n_n , n_v , n_o), а также наличия снежного покрова и некоторых других характеристик (Turner, 1961; Ulig, 1965; Бызова, 1974; Машкова и Хачатурова, 1979, и др.). Кроме того, был

введен еще седьмой класс — очень сильной устойчивости. Ключ (Klug, 1969), а затем Манир (Manier, 1975) вместо характеристик инсоляции ввели сведения о времени года и времени суток.

В табл. 2.2 приведена несколько модифицированная классификация.

Соотношение между классами устойчивости атмосферы по Пэсквиллу и масштабом Монины—Обухова L' (см. выражение

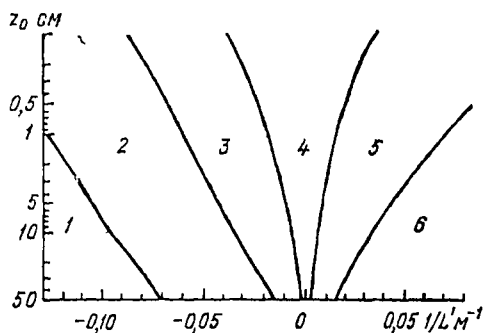


Рис. 2.1. Зависимость классов устойчивости от масштаба Монины—Обухова L' и шероховатости z_0 .

1—6 — номера классов устойчивости.

(2.10)) дано в работе Хино (Hino, 1968). Голдер (Golder, 1972) установил зависимости классов устойчивости по Пэсквиллу от величины L' и шероховатости z_0 (рис. 2.1) в результате обработки данных наблюдений в Австралии и четырех штатах США. Как

Таблица 2.2

Классы устойчивости приземного слоя атмосферы при различных метеорологических условиях

u м/с	День			День, ночь; $n_H = 8 \div 10$	Ночь	
	$h_{\odot} > 60^\circ$	$h_{\odot} = 15 \div 60^\circ$	$h_{\odot} < 15^\circ$		$n_O = 5 \div 8$ или $n_B = 8 \div 10$	$n_O \leq 4$
<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

видно из рис. 2.1, при $z_0 = 1$ см 1-й класс соответствует масштабу Монины—Обухова $L' > -7$ м, 2-й — масштабу $-20 \text{ м} < L' < -7$ м и 3-й класс — масштабу $L' < -20$ м. Бызова (1974) связала классы устойчивости с характерными профилями температуры воздуха и скорости ветра по измерениям на 300-метровой мачте.

2.4. Типизация метеорологических условий распространения примеси

Метеорологические факторы существенно влияют на распространение примеси и, как следствие, на форму дымовых факелов от источников. Последнее используется для типизации метеорологических условий загрязнения воздуха и соответствующих им форм дымовых факелов при различной стратификации атмосферы.

Примером такой типизации могут служить представленные на рис. 2.2 пять форм дымовых факелов в зависимости от распределения температуры с высотой: а) волнообразный, порывистый факел при сильной конвекции; б) конусообразный, при слабой конвекции и изотермии; в) узкий, линейный, когда источник располагается в инверсионном слое; г) приподнятый, срезанный снизу, когда источник располагается примерно на уровне верхней границы инверсии; д) срезанный сверху, задымляющий приземный слой, подынверсионный, соответствующий боль-

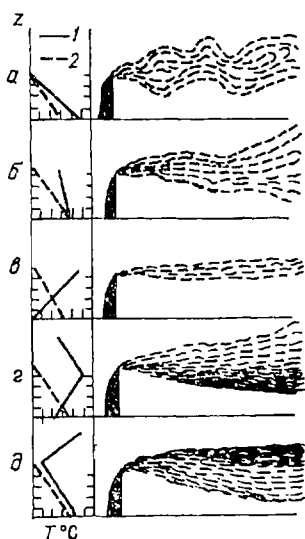


Рис. 2.2. Формы факелов.

1 — распределение температуры с высотой, 2 — сухая аднабата.

шой загазованности приземного слоя воздуха, определяемой в английской литературе как фумигация.

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 (рис. 2.3). В работе Беляшовой и др. (1965) исследовались формы факела в зависимости от классов стратификации с учетом как температурного профиля, так и профиля скорости ветра. В СССР в Руководстве по контролю загрязнения атмосферы (1979) рекомендуется на пунктах, где ведутся наблюдения за загрязнением воздуха, отмечать и типы факелов от ближайших дымовых труб.

2.5. Интегрирование прогностических уравнений

Использование зависимости между k_v и u (2.13) позволяет упростить интегрирование исходного уравнения (2.2), выразив ре-

шение для случая точечного источника $q(x, y, z)$ через решение для линейного источника $q'(x, z)$ с помощью соотношения

$$q(x, y, z) = \frac{q'(x, z)}{\sqrt{2\pi k_0 x}} e^{-\frac{y^2}{4k_0 x}}, \quad (2.14)$$

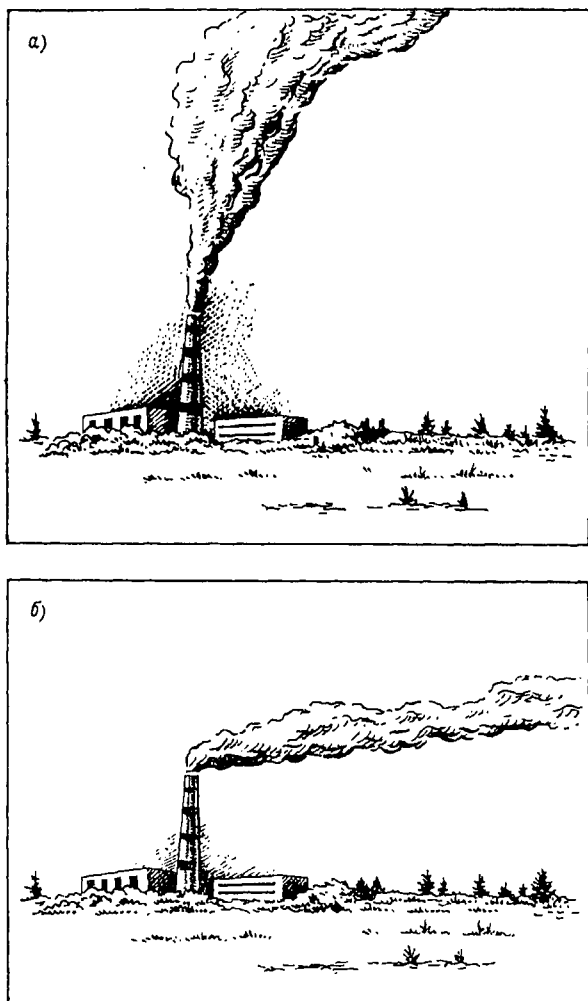


Рис. 2.3. Дымовые факелы при слабом (а) и сильном (б) ветре.

где q' удовлетворяет уравнению

$$u \frac{\partial q'}{\partial x} - w \frac{\partial q'}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q'}{\partial z} - \alpha q' \quad (2.15)$$

и начальному условию

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

В случае когда u и k_z заданы степенными функциями от z , решение уравнения (2.15) выполняется аналитически.

2.5.1. Случай легкой примеси. Для легкой сохраняющейся примеси ($w = \alpha = 0$) при

$$u = u_1 z^n, \quad k_z = k_1 z \quad (2.16)$$

с учетом (2.14), согласно работам Берлянда (1963, 1975), наземная концентрация при $z = 0$

$$q = \frac{M}{2(1+n)k_1\sqrt{\pi k_0 x^3}} e^{-\frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1 x} - \frac{y^2}{4k_0 x}}. \quad (2.17)$$

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 (2.17) следует, что

$$q_m = \frac{0,116(1+n)^2 M}{u_1 H^{1,5(1+n)}} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}}, \quad (2.18)$$

$$x_m = \frac{2}{3} \frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2}. \quad (2.19)$$

Заметим, что q_m зависит от M , H , k_1 , u_1 и k_0 , а x_m — от k_1/u_1 и H .

При значениях $n = 0,15 \div 0,2$ вертикальные профили ветра в приземном слое воздуха, представленные степенной функцией (2.16), близки к логарифмическому (2.8) (при $z_0 \approx 0,01$ м). Показатель степени при H в (2.18) в этих случаях равен 1,7—1,8, а в (2.19) он равен 1,15—1,2. Из (2.17) — (2.19) следует, что

$$\frac{q}{q_m} = f\left(\frac{x}{x_m}\right) = e^{-\frac{3}{2}\left(1 - \frac{x_m}{x}\right)} \left(\frac{x_m}{x}\right)^{3/2}. \quad (2.20)$$

В случае линейного источника бесконечной длины из (2.17) с учетом (2.14) аналогично получается формула для максимальной концентрации q'_m и расстояния x'_m , на котором она достигается:

$$q'_m = \frac{(1+n)M}{eu_1 H^{1+n}},$$

$$x'_m = \frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2}. \quad (2.21)$$

Сопоставив (2.21) и (2.19), в частности, можно получить, что расстояние x_m для точечного источника составляет $2/3$ от x'_m для линейного источника.

Характер изменения концентрации с расстоянием x существенно зависит от уровня z , к которому она относится. У земной по-

верхности 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 .

Таким образом, если известны ожидаемые значения скорости ветра, показателя устойчивости атмосферы и мощности выброса, то можно дать прогноз концентрации примеси.

В общем случае при величинах u и k_z , заданных (2.8), решение уравнения (2.15) для q' выполняется численно (Берлянд и др., 1964; Берлянд, 1972, 1975). При этом нет необходимости определять функцию q' при всех значениях аргументов, если воспользоваться некоторыми соотношениями, полученными из соображения подобия. Так, для легкой примеси ($\omega=\alpha=0$) следует, что

$$q' = \frac{M}{u_1} \Phi_1 \left(\frac{k_1 x}{u_1}, H, z \right). \quad (2.22)$$

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 $u_1 = u_1^{(2)}$, $k_1 = k_1^{(2)}$:

$$q'_1(x, z) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} q'_2 \left(\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}} x, z \right). \quad (2.23)$$

Соответствующее выражение для концентрации от точечного источника q имеет вид:

$$q = \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{k_0 u_1}} \Phi_2 \left(\frac{k_1 x}{u_1}, H, z \right). \quad (2.24)$$

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

$$q_1(x, y, z) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} \sqrt{\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}}} q_2 \left(\frac{u_1^{(2)} k_1^{(1)}}{u_1^{(1)} k_1^{(2)}} x, y, z \right). \quad (2.25)$$

Отсюда следует, что нет необходимости производить расчеты концентрации для всех возможных значений u_1 и k_1 , а достаточно ограничиться одной парой значений 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 (2.23) и (2.25). Из (2.22) и (2.24) вытекает, что концентрация изменяется обратно пропорционально скорости ветра u_1 при данном значении k_1/u_1 . Влияние вертикальной составляющей коэффициента обмена проявляется через величину k_1/u_1 аналогично тому, как влияние его горизонтальной компоненты определяется величиной $k_0 = k_y/u$.

В соответствии с (2.24) и (2.25) в работе Берлянда и др. (1964б) представлены расчеты стандартных распределений

концентрации от точечного высотного источника при $u_1=4$ м/с, $k_1=0,2$ м²/с и $z_0=0,01$ м. Они приведены на рис. 2.4 для величины s , пропорциональной наземной концентрации q :

$$s = 2 \cdot 10^{12} \frac{\sqrt{\pi k_0}}{M} q. \quad (2.26)$$

При рассмотрении рисунка обращает на себя внимание асимметричность формы кривых по отношению к точке x_m , соответствующей максимуму q_m . Рост концентрации с расстоянием происхо-

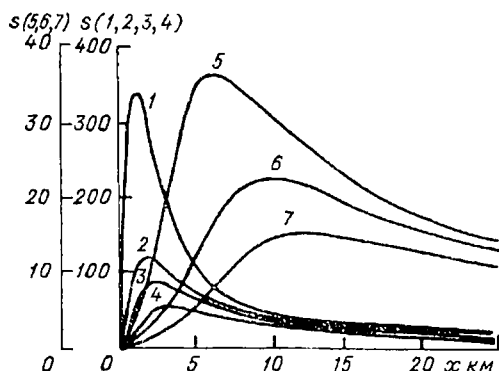


Рис. 2.4. Зависимость концентрации s от расстояния x до источника.

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

дит гораздо сильнее при $x < x_m$, чем убывание при $x > x_m$. Для малых H характерно быстрое возрастание q до q_m на участке $x < x_m$ и сравнительно быстрое падение q для больших x .

С увеличением высоты источника H уменьшается максимальная концентрация и усиливается асимметрия кривой распределения q . Убывание концентрации q с расстоянием x , после того как она достигла максимума, происходит весьма медленно. Учет этих особенностей диффузии примеси играет важную роль при разработке методов прогноза концентраций примесей от многих источников и при определении фоновое загрязнения воздуха для отдельных объектов с высокими дымовыми трубами.

Из формулы (2.17) 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

$$q_m = c_1 \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{u_1 k_0}} \frac{1}{H^{\beta_1}}, \quad (2.27)$$

$$x_m = c_2 \frac{u_1}{k_1} H^{1+\beta_1},$$

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 (2.21) при $n=0,15 \div 0,2$.

Для определения наземной концентрации q при других x , не равных x_m , можно использовать соотношение между q/q_m и x/x_m , аналогичное (2.20).

В табл. 2.3 представлены результаты расчета q/q_m в зависимости от x/x_m для разных H при $h=100$ м. Здесь же даны средние значения q/q_m для всех H . Оказывается, что отклонение от этих средних значений при разных H сравнительно невелико.

Таблица 2.3

Зависимость относительной концентрации q/q_m от относительного расстояния x/x_m

H м	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	0,93	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

2.5.2. Случай тяжелой примеси. Особенности распространения тяжелых примесей определяются в значительной степени собственной скоростью осаждения их, которая в свою очередь зависит от плотности и размеров частиц аэрозоля.

Скорость падения сферических частиц может быть определена по известной формуле Стокса

$$\omega = 1,3 \cdot 10^{-2} \rho_{\pi} r_{\pi}^2, \quad (2.28)$$

где ρ_{π} — плотность частиц пыли, r_{π} — их радиус.

В (2.28) ω определяется в см/с, а ρ_{π} и r_{π} задаются соответственно в г/см³ и мкм. Из (2.28) следует, что при r_{π} , равных 10, 50 и 100 мкм, значения ω равны соответственно 1,3, 30 и 130 см/с.

В атмосфере встречаются аэрозоли широкого спектра размеров — от тысячных долей микрона до сотен микронов. Характеристики их рассмотрены в работах Фукса (1955), Кейдла (1969) и др.

Прогноз концентраций тяжелых примесей в приземном слое воздуха от сравнительно невысоких источников приближенно может быть выполнен, как и для легких примесей, на основе анали-

тического решения задачи для случая, когда с высотой скорость ветра изменяется по степенному закону, а коэффициент обмена линейно возрастает.

Наземная концентрация от точечного источника высотой H определяется формулой

$$q = \frac{MH^{\omega(1+n)}u_1^{\omega}}{2(1+n)^{1+2\omega}\Gamma(1+\omega)(k_1x)^{1+\omega}\sqrt{\pi k_0x}} e^{-\frac{u_1H^{1+n}}{(1+n)^2k_1x} - \frac{y^2}{4k_0x}}, \quad (2.29)$$

где

$$\omega = w/k_1(1+n). \quad (2.30)$$

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 q_m на некотором расстоянии x_m от источника, значение которого находится так же, как и для легкой примеси.

Из (2.29) следует, что

$$q_m = \frac{0,063(1+n)^2M}{u_1H^{1,5(1+n)}} \sqrt{\frac{k_1}{u_1k_0}} \frac{(1,5+\omega)^{1,5+\omega}}{\Gamma(1+\omega)e^{\omega}},$$

$$x_m = \frac{u_1H^{1+n}}{(1+n)^2(1,5+\omega)k_1}. \quad (2.31)$$

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

Численное исследование атмосферной диффузии тяжелой примеси (Берлянд и др., 1964б) проводилось, как и в случае легкой примеси, при логарифмическом профиле скорости ветра u и модели (2.8) для k_z . Из соображений подобия, аналогично (2.23) для случая тяжелой примеси записывается соотношение

$$q = \frac{M}{u_1} \sqrt{\frac{k_1}{k_0u_1}} \Phi_3\left(\frac{k_1x}{u_1}, \frac{w}{k_1}, H, z\right) e^{-y^2/4k_0x}. \quad (2.32)$$

На основании соотношения (2.32) можно также связать два варианта решения задачи, относящиеся к различным значениям u_1 , k_1 и w при фиксированных величинах h и H :

$$q_1(x, y, z, w) = \frac{u_1^{(2)}}{u_1^{(1)}} \sqrt{\frac{u_1^{(2)}k_1^{(1)}}{u_1^{(1)}k_1^{(2)}}} q_2\left(\frac{u_1^{(2)}k_1^{(1)}}{u_1^{(1)}k_1^{(2)}}x, y, z, \frac{k_1^{(2)}w}{k_1^{(1)}}\right). \quad (2.33)$$

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 (2.33).

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

При анализе изменения q 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 q растет, при больших x — убывает, причем тем больше, чем больше x . Для промежуточных x в зависимости q от w отмечается максимум при некотором $w = w_m$. С увеличением высоты H эти особенности в изменении q сохраняются, причем расстояние, на котором достигается максимум q 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.

Согласно Берлянду и Оникулу (1968б), между наземными значениями концентрации тяжелой и легкой примесей q_w и q на расстояниях x от источника высотой H , а также между их максимальными значениями q_{wm} и q_m имеют место соотношения:

$$q_w = q\chi\left(\frac{w}{k_1}, \frac{k_1 x}{u_1}, H\right), \quad q_{wm} = q_m \chi_m\left(\frac{w}{k_1}, H\right). \quad (2.34)$$

Значения функций χ и χ_m в общем случае определяются в соответствии с численным решением уравнения (2.2). Различия в концентрациях легкой и тяжелой примесей обуславливаются в основном безразмерным параметром 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 влияющие 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 приближенно положить (2.16) для u и k_z , а также использовать для q и q_w соответствующие выражения (2.17) и (2.29),

$$\chi = \frac{\left[\frac{u_1}{(1+n)^2 k_1} \right]^\omega H^{\omega(1+n)}}{\Gamma(1+\omega) x^\omega}. \quad (2.35)$$

Аналогичным образом на основании (2.31) получаем выражение для χ_m . Расчеты показывают, что χ_m сравнительно мало зависит от величины n .

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.

На основании численного решения задачи Берлянд и Оникул (1971) установили зависимости для χ и χ_m от высоты источника H и w/k_1 (рис. 2.5). Зависимость χ_m от H получена при $w/k_1 = \text{const}$. Из рисунка видно, что 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 .

Удобно рассматривать не отдельно плотность и спектр размеров частиц, а более устойчивую их комплексную характеристику

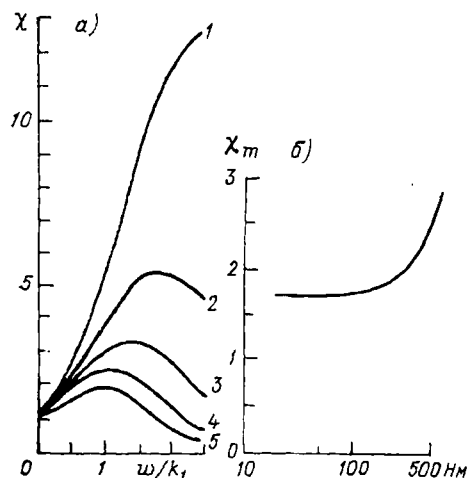


Рис. 2.5. Значения коэффициентов χ и χ_m .

Кривая	1	2	3	4	5
$k_1 x / u_1$	300	400	500	600	700

$P(w)$ — функцию распределения веса частиц с различными скоростями оседания w (Берлянд и Оникул, 1971). Обычные очистные устройства, которые работают на инерционном принципе, лучше улавливают тяжелые частицы. Вследствие этого с возрастанием удельного веса пыли уменьшается максимальный размер частиц, вносящих существенный вклад в ее спектр; однако величина $P(w)$ при этом изменяется слабее.

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

С целью оценки величин χ и χ_m (см. (2.34)) типовой спектр $P(w)$ в общем случае разбивается на равные интервалы (обычно достаточно 10 интервалов), для каждого интервала принимается средняя скорость оседания w_i , и для фиксированных значений $k_1 x / u_1$ определяется χ . Суммарные значения концентрации $q_w = \sum_i q_{wi}$ находятся по формуле

$$q_w = q \sum_i P(w_i) \chi \left(\frac{w_i}{k_1} \right). \quad (2.36)$$

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.

2.6. Осреднение концентраций

При сравнении предвычисленных и измеренных концентраций важное значение приобретает вопрос о влиянии продолжительности интервала времени, к которому относятся концентрации, полученные в результате решения уравнения диффузии, и времени отбора проб при экспериментальном определении концентрации. Это существенно и потому, что результаты от 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 (см. п. 1.2).

Влияние периода осреднения концентраций должно исследоваться на основе решения исходного уравнения с одновременным учетом осреднения его коэффициентов. Однако это связано 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, 1965). Он состоит в том, что при анализе процессов турбулентной диффузии сначала выполняется осреднение составляющих коэффициента обмена и скорости ветра. В приведенных выше решениях принималось, что k_y и k_z определяются эйлеровыми характеристиками микромасштабной структуры метеорологических величин и не зависят непосредственно от лагранжевых характеристик процесса.

В п. 2.2 для оценки k_y полагалось, что выше приземного слоя $k_y = k_z$. 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

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

При этом, по определению, величина l удовлетворяет соотношению Прандтля

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

Следовательно,

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

Используя логарифмическое представление вертикального профиля скорости ветра (2.8), получим

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

Численные оценки показывают, что обычно τ' равно 2—3 мин. Поэтому поле концентрации q , описываемое исходным уравнением турбулентной диффузии (2.2) 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' .

Выполненные оценки позволяют предположить, что данные расчетов по приведенным выше формулам будут находиться в определенном согласовании с данными эксперимента 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.

В случаях, когда τ' меньше интервала времени забора проб t_0 и времени 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 T' .

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.

$$\omega(\varphi) = \frac{1}{\varphi_0 \sqrt{2\pi}} e^{-\varphi^2/2\varphi_0^2}, \quad (2.37)$$

где φ_0 — дисперсия за период времени T' .

Если учесть изменение концентрации в поперечном к ветру направлении согласно (2.14), то средняя концентрация $\bar{q}$ за время T' (Берлянд и др., 1964а, 1965) определяется по формуле

$$\bar{q} = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} q|_{y=0} e^{-\frac{(y \cos \varphi - x \sin \varphi)^2}{4k_z x}} \omega(\varphi) d\varphi, \quad (2.38)$$

где $q|_{y=0}$ — значение концентрации по оси x , ориентированной по среднему направлению ветра за время τ' , которое находится из решений уравнений атмосферной диффузии. 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

$$\bar{q} = q|_{y=0} f(x, y). \quad (2.39)$$

Приближенно для достаточно больших x

$$f(x, y) = \frac{1}{\varphi_0} \sqrt{\frac{2k_0}{x}} e^{-\frac{y^2}{2\varphi_0^2 x^2}}. \quad (2.40)$$

Этот 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 увеличением 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 (2.39) 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 (2.17), получим

$$\bar{q} = \frac{M}{(1+n) k_1 \varphi_0 x^2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2 x} - \frac{y^2}{2\varphi_0^2 x^2}}. \quad (2.41)$$

Следует обратить внимание на то, что в формуле (2.41) коэффициент k_0 оказался исключенным и вместо него вошла величина φ_0 . Соответственно изменяются выражения для максимума концентрации $\bar{q}_m$ и расстояния $\bar{x}_m$, на котором он достигается:

$$\bar{q}_m = \frac{0,216 k_1 (1+n)^3 M}{\varphi_0 u_1^2 H^2 (1+n)}, \quad \bar{x}_m = \frac{u_1 H^{(1+n)}}{2 k_1 (1+n)^2}. \quad (2.42)$$

Выражения (2.42) сходны с формулами (2.18) и (2.19) для q_m и x_m . Однако с учетом эффекта осреднения уменьшаются значения максимальной концентрации и расстояния, где она достигается, а зависимость максимальной концентрации от H оказывается значительно больше.

Аналогичные (2.27) формулы для $\bar{q}_m$ и $\bar{x}_m$ устанавливаются на основе численного решения задачи

$$\bar{q}_m = c_3 \frac{MK}{u_1} H^{-\beta_3}, \quad \bar{x}_m = c_4 \frac{u_1}{k_1} H^{1+\beta_4}, \quad (2.43)$$

где

$$K = k_1/u, \varphi_0, \beta_3 = \beta_1 + 0,5, \beta_4 \approx \beta_2, \quad (2.44)$$

c_i и β_i ($i=3, 4$) — постоянные, устанавливаемые при аппроксимации результатов численного решения с учетом эффекта осреднения. Значения $c_3=0,3$, $c_4=0,4$ и $\beta_3=2,3 \div 2,5$.

Для определения $\bar{q}$ при $x \neq x_m$ удобно воспользоваться тем обстоятельством, что по данным расчетов, аналогичным приведенным в табл. 2.3, приближенно $\bar{q}|_{y=0} = \bar{q}_m$ зависит только от x/x_m .

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

$$\bar{q}_{wm} = \bar{q}_m F', \quad \bar{x}_{wm} = \bar{x}_m \kappa'. \quad (2.45)$$

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

Следовательно, для расчета концентрации примеси необходимо знать величину φ_0 , которая представляет собой дисперсию за время T' направления ветра, осредненного за интервал времени τ' , и является структурной характеристикой турбулентного поля в эйлеровом смысле. Величина T' зависит от периода времени t_0 , в течение которого производится забор пробы воздуха для определения $\bar{q}$, и от времени x/u переноса примеси на расстояние x . Анализ показывает, что приближенно можно положить

$$T' = t_0 + x/u. \quad (2.46)$$

Из полученных результатов следует, что эффект осреднения условно описывается заменой k_0 некоторым эффективным коэффициентом $k_0(x)$, изменяющимся с расстоянием от источника (Берлянд и др., 1964а, 1965). В частности, можно сравнить полученные выражения для $\bar{q}$ при достаточно больших x с непосредственным решением исходного уравнения диффузии (2.2) при $k_y = k_0(x)u$. Для этого предварительно осуществляется замена переменной x на $X = \int_0^x k_0(\xi) d\xi$. Тогда аналогично (2.14) получим

$$\bar{q} = \frac{q'(X, z)}{2\sqrt{\pi X}}, \quad (2.47)$$

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

Сопоставляя (2.47) с (2.39) и (2.40), определим, что при достаточно больших x

$$k_0(x) \approx x\varphi_0^2. \quad (2.48)$$

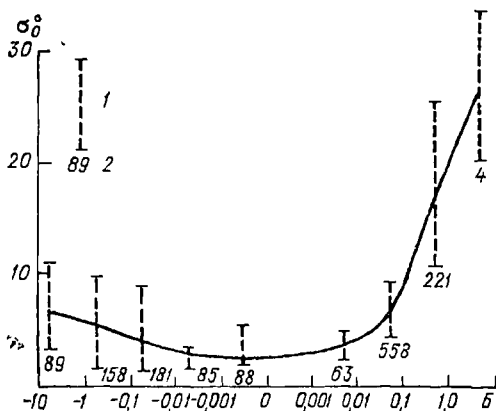
Для перехода от неосредненных значений q к осредненным концентрациям $\bar{q}$ по формулам (2.39) — (2.40) необходимо знать значение средней дисперсии колебаний направления ветра σ_0 .

Вопросы определения σ_0 на основании обработки обширного материала экспедиционных наблюдений излагаются в работах Грачевой и Ложкиной (1964), Гениховича и Грачевой (1965).

В соответствии с указанными выше результатами вводятся два интервала времени осреднения направления ветра: внешний T'

Рис. 2.6. Зависимость дисперсии направления ветра σ_0 от показателя устойчивости B .

1 — диапазон отклонения, 2 — число случаев.



и внутренний τ' . Продолжительность внутреннего интервала принимается равной 2,5 мин, внешнего — 20 мин 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.

По результатам обработки данных наблюдений на рис. 2.6 представлены некоторые результаты для случая внешнего интервала $T' = 20$ мин. В качестве показателя устойчивости используется параметр $B = \delta T / u^2$, где δT — разность температур на высотах 2,0 и 0,5 м.

При неустойчивой стратификации, согласно рис. 2.7, 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_i с внешними интервалами осреднения T_i , равными 20, 40 и 60 мин.

На рис. 2.7 приводятся корреляционные графики зависимости для интервалов осреднения 20 и 40 мин (σ_{20} , σ_{40}), а также 40

и 60 мин (σ_{40} , σ_{60}). Используя формулы (2.39) и (2.40), можно определить зависимость концентрации примеси $\bar{q}$ от периода осреднения при различных метеорологических условиях. В частности, из этих формул следует, что $\bar{q}$ возрастает с уменьшением φ_0 . Поэтому увеличение φ_0 с усилением неустойчивости и при ослаблении 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 (2.46), $T' = t_0 + x/u$, где t_0 — продолжительность времени забора проб. Отсюда можно заключить, что с увеличением

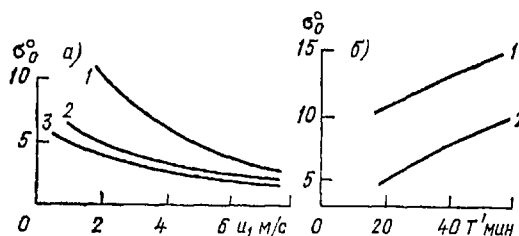


Рис. 2.7. Зависимость дисперсии направления ветра σ_ϕ^2 от скорости ветра u (а) и интервала осреднения T' (б).

1 — неустойчивое состояние, 2 — равновесное, 3 — устойчивое.

расстояния x (или, точнее, x/u) влияние времени забора проб ослабляется.

Полученные экспериментальные характеристики согласуются с теоретическими выводами о зависимости дисперсии колебаний от внутреннего и внешнего интервалов (Генихович и Грачева, 1965; Берлянд, 1975).

2.7. Использование гауссовых распределений концентраций

Для описания распространения примесей в атмосфере, наряду с решением уравнения турбулентной диффузии, широко используются формулы Гауссова распределения концентрации, полученные на статистической основе. Одна из первых работ в этом плане принадлежит Сеттону (1958), который положил, что в общем случае концентрация примеси в точке (x, y, z) от источника, расположенного в начале координат, пропорциональна произведению

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

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 лагранжевой корреляционной функции для концентраций и используя теорему Тейлора о связи этой функции с σ_i , Сеттон получил, что

$$\sigma_i = \frac{1}{2} c_i^2 (\bar{u}t)^{2-n}, \quad (2.49)$$

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

Сеттон показал также, что при избранном им виде корреляционной функции должен выполняться степенной закон для изменения скорости ветра с высотой, где показатель степени связан с n в (2.16). 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 до сравнительно небольших расстояний (несколько сотен метров). Впоследствии эта формула была применена без достаточного обоснования и для случая высотного источника.

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 десятилетия в США и Англии (например, работы Ислитцера, Крамера, Стюарта, Пэксвилла, Смита, Хей и др.), а также в Швеции, например работа Хогстрема (Hogstrom, 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 (США) создавались наземные источники сернистого цинка. Отбор проб осуществлялся в 833 точках, расположенных на концентрических дугах вокруг источника, причем для этой цели на первых четырех дугах устанавливалось по пять мачт высотой до 60 м. По проекту «Драй Талч» в Калифорнии выполнено более 100 серий экспериментов. Брукхейвенская национальная лаборатория в Нью-Йорке проводила периодические наблюдения с использованием 130-метровой метеорологической мачты более 15 лет. Крупные эксперименты проводились в США с использованием тетронов — пластиковых баллонов постоянного уровня (название их составлено из начала и конца слов — тетраэдальные баллоны). Подчиняясь движениям воздуха, тетроны играют роль трассера и позволяют по наблюдениям за их траекториями судить об интенсивности турбулентного рассеивания (Angell et al., 1972).

В указанных работах Сеттона и ряда других исследователей на основании эмпирико-статистических соображений нередко

принимают, что наземная концентрация примеси выражается формулой

$$q = \frac{M}{\pi \sigma_y \sigma_z u} e^{-\frac{H^2}{2\sigma_z^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2}}. \quad (2.50)$$

В ряде работ (Pasquill, 1962, Meade, 1960) вместо σ_y и σ_z вводятся ширина облака $2d'$ и его высота h' , определяемые из условия убывания расчетной концентрации на границе облака в 10 раз

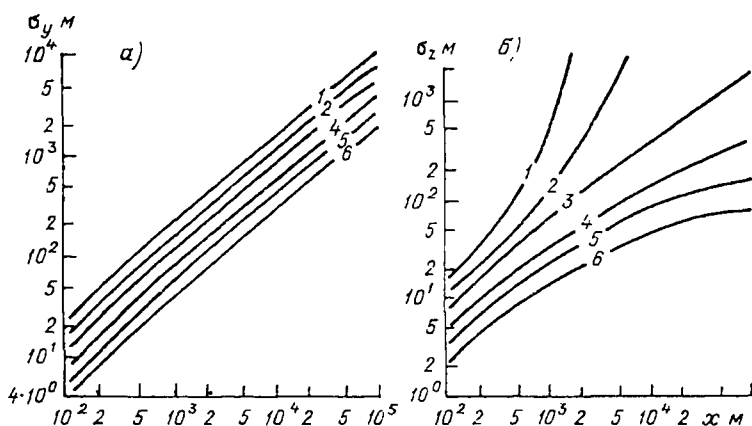


Рис. 2.8. Коэффициенты горизонтальной и вертикальной дисперсии σ_y (а) и σ_z (б).

1—6 — классы устойчивости.

по сравнению с ее осевыми значениями. Так, согласно (2.50) величина d' связана 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 $\theta' = d'/x$ получим $\theta' = 2,15\sigma_y/x$. 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 (2.50), широко используемой при расчетах рассеивания примесей, сколько на оценку содержащихся в ней параметров (σ_y , σ_z или d' , h'). Значение указанных параметров существенно зависит от степени устойчивости атмосферы, скорости ветра и других факторов, которые обычно определяют в соответствии с классификацией, указанной в п. 2.3.

В результате обобщения имеющихся опытных данных, Гиффорд (Gifford, 1960) построил для указанных в табл. 2.1 классов устойчивости специальный график (рис. 2.8) для определения σ_y

и σ_z . Гиффорд в книге под ред. Хаугена (Haugen, 1975) приводит сводку формул для определения σ_y и σ_z , составленную Бриггсом для расстояния x от 100 м до 10 км для случая ровной открытой местности. Согласно Бриггсу,

$$\sigma_y = \frac{\alpha_y x}{\sqrt{1 + 10^{-4}x}}, \quad \sigma_z = \frac{\alpha_z x}{s_z(x)}.$$

Значения α_y , α_z , $s_z(x)$ даны в табл. 2.4.

Таблица 2.4

Значения коэффициентов α_y , α_z и функции $s_z(x)$

Класс устойчивости	α_y	α_z	$s_z(x)$
1	0,22	0,20	1
2	0,16	0,12	1
3	0,11	0,08	$\sqrt{1 + 2 \cdot 10^{-4}x}$
4	0,08	0,06	$\sqrt{1 + 1,5 \cdot 10^{-4}x}$
5	0,06	0,03	$1 + 3 \cdot 10^{-4}x$
6	0,04	0,02	$1 + 3 \cdot 10^{-4}x$

В работе Гиффорда (Gifford, 1976) приводятся аналогичные данные для условий города.

Специальная группа экспертов Американского метеорологического общества занималась обобщением имеющихся данных о σ_y и σ_z , а также схем классификации устойчивости в целях их унификации; полученные выводы представлены в работе Ханна и др. (Hanna et al., 1977). Новые данные о параметрах дисперсии приведены в статьях Гиффорда (Gifford, 1979), Грининга и др. (Gryning et al., 1978, 1980). Для условий пересеченного рельефа такие данные получены Ханна (Hanna, 1980).

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

$$\sigma_y = a_1 x^{\alpha_1}, \quad \sigma_z = b_1 x^{\beta_1}, \quad (2.51)$$

где α_1 , β_1 и a_1 , b_1 — постоянные, определяемые эмпирическим путем (Wirreppmann, Klug, 1960; Reuter, 1964; Klug, 1969 и др.). Сводка этих параметров, составленная Реглендом (Ragland, 1976), приводится в табл. 2.5. Они получены по данным трех групп наблюдений различных авторов для расстояний от 1 до 100 км над открытой ровной местностью с небольшой шероховатостью и отно-

сятся к условиям, характеризующимся разной степенью устойчивости. Эти группы распределены в зависимости от высоты источника. В первую из них включены случаи наблюдений вокруг высоких труб с высотой примерно 200 м (Carpenter, 1979), во вторую — вблизи труб высотой около 100 м (Smith, 1973) и в третью — вокруг низких труб с высотой примерно 50 м (Turner, 1970). В работе Фогта и др. (Fogt et al., 1978) на основании экспериментов с трассером определены значения σ_y и σ_z в зависимости от x до расстояний 10 км для высот источника 50 и 100 м. Они получили отношения $\sigma_y(100)/\sigma_y(50)$ и $\sigma_z(100)/\sigma_z(50)$ для разных классов устойчивости.

Таблица 2.5

Значения параметров горизонтальной и вертикальной дисперсии

H м	Состояние устойчивости	α_1	α_1	b_1	β_1
200	Равновесное	0,37	0,76	0,37	0,74
	Слабо устойчивое	0,55	0,69	1,42	0,50
	Устойчивое	0,78	0,63	2,44	0,34
100	Сильно неустойчивое	0,40	0,91	0,40	0,91
	Неустойчивое	0,36	0,86	0,33	0,86
	Равновесное	0,32	0,78	0,22	0,78
	Устойчивое	0,31	0,71	0,06	0,71
50	Сильно неустойчивое	0,59	0,85	0,00	2,10
	Неустойчивое	0,41	0,86	0,06	1,10
	Слабо неустойчивое	0,24	0,88	0,12	0,91
	Равновесное	0,14	0,89	0,73	0,65
	Слабо устойчивое	0,11	0,89	0,82	0,48
	Устойчивое	0,08	0,89	0,63	0,45

Примерно аналогичные результаты получены и в статье Дорана и др. (Doran et al., 1978). На основании экспериментов с трассерами, выбрасываемыми в атмосферу на высотах 2, 26, 56 и 111 м при равновесной и устойчивой стратификации в пустынной местности с шероховатостью 3 см, получено, что σ_z увеличивается с ростом высоты источника. Различия для наземного и высотного источника возрастают с усилением устойчивости. В отношении σ_y получены менее определенные результаты. Установлено, что горизонтальная дисперсия определяется в основном флуктуациями направления ветра и в меньшей степени высотой источника.

Из сопоставления данных табл. 2.5 можно заключить, что по характеру зависимости параметров дисперсии от высоты источника данные различных экспериментов не всегда согласуются между собой. В частности, это относится к такому важному вопросу, как рост или убывание параметров дисперсии с высотой источника. В одном случае отмечается их рост, в другом — убывание. Понятно, что для практического использования полученных

результатов требуется дальнейшее развитие указанных исследований.

Пэсквилл (Pasquill, 1971) и ряд других авторов исследовали зависимость концентрации q согласно (2.50) от отношения σ_z/σ_y . В результате установлено, что наибольшее значение q достигается, когда σ_z/σ_y не зависит от расстояния, т. е. при $\beta_1 = \alpha_1$.

2.8. Начальный подъем примеси

Выбросы, поступающие из дымовых и вентиляционных труб и отверстий, обычно обладают начальной скоростью подъема 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 начинает распространяться горизонтально. 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. Таким образом, задача 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. $w(z) \approx eu$ ($e \ll 1$). Полагая в этом соотношении $z = \Delta H$, можно найти зависимость ΔH от u (Берлянд, 1975).

В первых формулах для определения ΔH учитывались только динамические факторы, полагая, что температура струи и окружающей среды примерно одинаковы. Для этих случаев $w \sim w_0 z^{-1}$, где w_0 — начальная скорость уноса примеси, и получено, что

$$\Delta H = a \frac{R_0 w_0}{u},$$

где R_0 — радиус трубы, а a — постоянная. Согласно Андрееву (1952), $a = 3,58$, по экспериментальным данным Раппа (Метеорология и атомная энергия, 1971) $a = 3,0$.

В работах Зельдовича, Шмидта и др. исследовался только тепловой подъем от точечного источника без учета динамических факторов. В них найдено, что $w \sim z^{-1/4}$. Отсюда следует, что

$$\Delta H \sim u^{-3}.$$

Для определения эффективной высоты широко использовались фотографии дымового факела в естественных и лабораторных условиях. На этой основе устанавливались корреляционные связи ее с параметрами источника и скоростью ветра.

Известно большое число различных формул для определения ΔH . Среди них, например, формула Холланда

$$\Delta H = 3,0 \frac{R_0 w_0}{u} + 4 \cdot 10^{-5} \frac{Q_T}{u}, \quad (2.52)$$

где ΔH и R_0 выражены в метрах, u и w_0 — в м/с, Q_T — тепловая мощность источника — в кал/с, а также формула Лукаса и др.

$$\Delta H = \alpha_1 \frac{Q_T^{1/4}}{u}, \quad (2.53)$$

где α_1 — постоянная.

В последние годы широкое распространение получил ряд формул Бриггса (Briggs, 1969). Согласно одной из них (при наличии инверсии температуры в атмосфере)

$$\Delta H = 2,6 \left(\frac{F_T}{u^3} \right)^{1/3}, \quad (2.54)$$

где $F_T = \frac{g}{T_a} w_0 R_0^2 \Delta T$, а ΔT — перегрев примеси.

Отмеченные результаты теоретического и эмпирического определения ΔH , строго говоря, являются недостаточными из-за принципиальных трудностей выбора критериев для установления ΔH . Например, если принять, что ΔH совпадает с уровнем, где w мало по сравнению с w_0 или с u , то в обоих случаях выбор предельных значений для w/w_0 и w/u является условным, и чем меньше это значение, тем больше ΔH .

Не всегда имеются и достаточно точные определения самого понятия «эффективная высота». Например, в некоторых работах за эффективную высоту принимается наибольший подъем факела, в других — подъем над точкой, где приземная концентрация достигает максимального значения, и т. п.

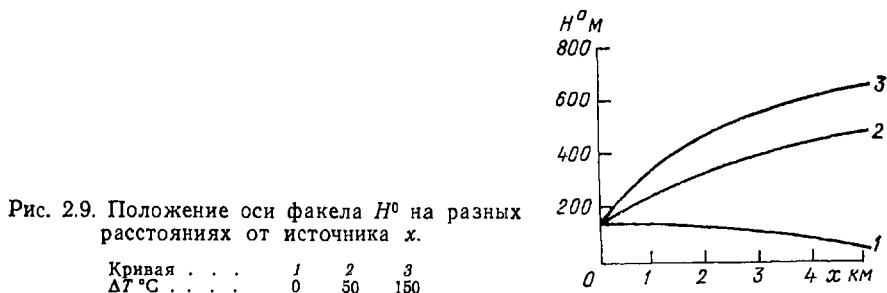
Кроме того, не всегда обоснована замена реальной картины подъема примеси некоторым условным увеличением высоты точечного источника непосредственно над трубой. Из наблюдений следует, что нередко до больших расстояний происходит постепенный подъем дымового факела. Поэтому указанная замена может привести к искажению поля концентрации примеси, особенно на сравнительно близких расстояниях 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 численного решения системы уравнений движения и притока тепла, описывающих распространение струи в сносящем потоке (Берлянд и др., 1965; Берлянд, 1975)

$$u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial w}{\partial z} + k_y \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{g}{T_a} \vartheta, \quad (2.55)$$

$$u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + w \frac{\partial (\vartheta + T_a)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + k_y \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial y^2}. \quad (2.56)$$

Здесь ϑ — отклонение температуры от температуры 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 постановка задачи состоит в совместном решении (2.55) и (2.56) и уравнения турбулентной диффузии примеси (2.2). Из (2.55) и (2.56) в результате численного интегрирования с помощью ЭВМ определяется поле вертикальных скоростей w , после чего их значения подставляются в уравнение для определения концентраций примеси. Такая постановка задачи принципиально отличается от задач, в которых вводится неопределенная величина — эффективная высота источника.

На рис. 2.9 представлены полученные в результате расчета высоты оси струи H^0 при различных перегревах ΔT . Из рисунка следует, что подъем факела отмечается до расстояний 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, рассчитанных для источника с фиксированной высотой выброса и полученных по полной схеме. С учетом проведенных исследований в работе Берлянда и др. (1964б) была предложена приближенная формула для определения начального подъема:

$$\Delta H = \frac{3,75 w_0 R_0}{u} + \frac{1,6 g V_1 \Delta T}{T_a u^3}. \quad (2.57)$$

Здесь $V_1 = \pi R_0^2 w_0$ — объем уходящих газов в единицу времени, u — скорость ветра на высоте флюгера ($z_{\text{ф}} = 10$ м).

2.9. Аномальное распределение скорости ветра с высотой

В отдельных случаях, которые рассматриваются как аномалии, отмечается существенное отличие от указанного логарифмического роста скорости ветра с высотой (2.8) в нижнем слое атмосферы толщиной в несколько сот метров. Так, например, ветер может наблюдаться только выше некоторого уровня, а ниже до самой

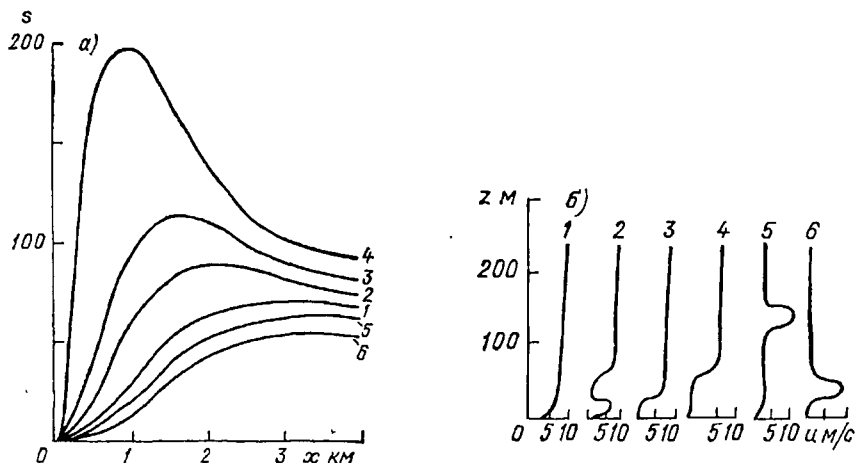


Рис. 2.10. Зависимость концентрации s от расстояния до источника x (а) при различных профилях скорости ветра u (б).

1—6 — профили ветра.

земли — штиль. Это хорошо заметно при наблюдениях за очертанием дымового факела из труб. Дым сначала из-за отсутствия ветра подымается вертикально вверх, а затем на определенной высоте принимает почти горизонтальное положение. В других случаях на высотах 100—200 м, а иногда и выше, особенно на границах температурной инверсии наблюдается отчетливый максимум скорости (см. п. 5.5).

В работах Берлянда и др. (1964а, б) приведены результаты численного интегрирования уравнения (2.2) при различных профилях, существенно отличающихся от логарифмического. При этом учитывался только характер зависимости u от z .

На рис. 2.10 кривыми 5—6 представлены результаты расчета величины s (см. 2.26), пропорциональной наземной концентрации примеси q от источника высотой 120 м для случаев резкого усиления ветра в отдельных слоях воздуха. Во всех случаях усиление ветра в каком-либо слое приводит к уменьшению q , причем умень-

шение 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. 2.10, на котором кривыми 2—4 представлены аналогичные распределения для соответствующих профилей скорости ветра. Из рис. 2.10 следует, что, когда штилевой слой расположен у земной поверхности, концентрация здесь значительно больше, чем при обычном изменении ветра по логарифмическому закону. Анализ показывает, что учет этого слоя для достаточно высоких источников приближенно эквивалентен снижению высоты источника на величину, равную толщине штилевого слоя.

2.10. Диффузия примеси при штиле

В случае когда источник расположен внутри штилевого слоя, задача осложняется. Действительно, из приведенных выше формул, полученных как в результате интегрирования уравнения диффузии, так и использования гауссовых формул, следует, что при $u=0$ и фиксированной высоте источника концентрация неограниченно возрастает. Это создает принципиальные трудности в оценке допустимых выбросов и необходимого снижения выбросов при прогнозе штилевых условий. В самом деле, если при $u=0$ любой выброс примеси связан с неограниченным ростом концентрации ее, то единственная возможность состоит в полном прекращении выбросов на период штиля. Данный вывод является следствием неучета в исходном уравнении (2.2) турбулентной диффузии по направлению x .

Попытки устранить указанный недостаток в гауссовых формулах также делались в работах Фортка (Fortak, 1961), Нестера (Nester, 1967) и др.

Берлянд и Куренбин (1969) развили теорию распространения примеси при штиле. Их результаты являются непосредственным дополнением к приведенным формулам, полученным в результате интегрирования атмосферной диффузии при наличии ветра. Исходное уравнение в данной теории отличается от уравнения (2.2)

тем, что в нем положено $u=0$, но добавлен член $\frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x}$. Для того, чтобы решение его являлось предельным выражением решения уравнения (2.2), при $u \rightarrow 0$ используются зависимости компонент коэффициента обмена от скорости ветра при малых, но не равных нулю значениях u . Поэтому принимается, что

$$k_x = k_1 \varphi_1(z), \quad u = u_1 \varphi_2(z), \quad k_y = k_0 u,$$

где $\varphi_1(z)$ и $\varphi_2(z)$ — некоторые функции высоты.

Кроме того, производится осреднение q с учетом колебаний направления ветра во времени, как это сделано в п. 2.6, что позво-

ляет принять, согласно (2.48), вместо k_0 величину $\chi\varphi_0^2$. Другая горизонтальная компонента коэффициента обмена k_x полагается равной k_y , что справедливо в силу горизонтальной изотропности турбулентного обмена при отсутствии ветра.

При наличии приземной инверсии температуры с уменьшением скорости ветра до штиля затухает и турбулентный обмен. В этом случае рассеяние примеси сильно ослабевает. Основным интересом поэтому представляют условия диффузии при отсутствии среднего ветра и развитом турбулентном обмене.

Для этих условий, которые соответствуют случаю конвекции, k_x и k_y , так же как k_z , принимают отличные от нуля значения. Поэтому из соображений размерности полагается, что с убыванием скорости ветра сохраняется значение величины $\beta^2 = \varphi_0^2 u_1$.

Следовательно, при малых скоростях ветра $\varphi_0 = \beta/\sqrt{u_1}$, откуда $k_y = \beta^2 \chi \varphi_2(z)$. Известно также, что при конвективном режиме не зависит от скорости ветра и k_1 . Поэтому при малых скоростях ветра $k_1/u_1 = \alpha'/u_1$, где α' — постоянная.

Тогда исходное уравнение записывается в цилиндрической системе координат

$$\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r k_r \frac{\partial q}{\partial r} + \frac{M}{2\pi r} \delta(r) \delta(z-H) = 0, \quad (2.58)$$

где $k_z = k_1 \varphi_1(z)$ и $k_r = \beta^2 r \varphi_2(z)$.

В качестве граничных условий принимается, как обычно,

$$\begin{aligned} k_z \frac{\partial q}{\partial z} &= 0 \quad \text{при } z=0, \quad q=0 \quad \text{при } r^2 + z^2 = 0, \\ k_r \frac{\partial q}{\partial r} &= 0 \quad \text{при } r=0. \end{aligned} \quad (2.59)$$

Последнее условие следует из симметрии горизонтального поля концентраций.

В случае когда (как и в п. 2.5.1) k_z и u определены из (2.16), т. е. при $\varphi_1(z) = z$ и $\varphi_2(z) = z^n$ (причем $n \approx 0,1 \div 0,2$), наземная концентрация определяется по формуле

$$q_0 = \frac{M}{2\pi (1+n) k_1 \left[\frac{\beta^2 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1} + r \right]^2}. \quad (2.60)$$

Максимум наземной концентрации q_0 достигается при $r=0$, т. е. непосредственно под источником. Из (2.60) получаем

$$q_m = \frac{M (1+n)^3 k_1}{2\pi \beta^4 H^2 (1+n)}. \quad (2.61)$$

На основе формул (2.61) для q_m при штиле и (2.42) для $\bar{q}_m$ при $u \neq 0$ Берлянд и Куренбин (1969) предложили интерполяционную формулу

$$\bar{q}_m = \frac{0,216 M k_1 (1+n)^3}{(1,36\beta^4 + \varphi_0 u_1^2) H^2 (1+n)}, \quad (2.62)$$

которая пригодна для расчета максимальной концентрации как при наличии, так и при отсутствии ветра.

2.11. Приподнятая инверсия температуры

В отдельных аномальных случаях отмечаются существенные отклонения в распределении коэффициента обмена с высотой от вертикального профиля, определяемого формулой (2.8). Эти отклонения в значительной степени обусловлены наличием приподнятой инверсии температуры, а отчасти — отклонениями в вертикальном профиле скорости ветра от логарифмического (см. п. 2.9).

Из наблюдений, в частности, за пульсациями ветра следует, что в инверсионных слоях резко ослабляется турбулентный обмен (Воронцов, 1960, и др.). В случаях 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 возмущениями, обусловленными мезомасштабной турбулентностью.

Теоретические исследования зависимости коэффициента обмена от градиента температуры $\partial T/\partial z$ 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 для нормальных условий, а следует учесть зависимость k_z от градиента температуры. Приблизительно эту зависимость можно определить, используя для слоя $z > h$ формулу типа

$$k_z = k_{zp} (1 - Ri/Ri_{кр})^{\alpha_1}, \quad (2.63)$$

где k_{zp} — значение коэффициента k_z при равновесных условиях, $Ri = \frac{g}{T_a} \frac{\partial \Theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$ — число Ричардсона, Θ — потенциальная температура. Эта формула следует из ряда работ, в том числе выполненных М. И. Будыко, А. С. Мониным и А. М. Обуховым и др. Подобные формулы разных авторов различаются в основном значениями показателя степени α_1 , который обычно не превышает единицы, и критического числа Ричардсона ($Ri_{кр}$).

Согласно (2.63), зависимость k_z от градиента температуры $\partial \Theta/\partial z$ является асимметричной. При конвективных условиях, когда $\partial \Theta/\partial z < 0$, даже в экстремальных случаях ($|Ri| \approx Ri_{кр}$) значение k_z не превышает значения k_{zp} более чем на 40 %. При устойчивой стратификации, когда $\frac{\partial \Theta}{\partial z} > 0$ и Ri близко к $Ri_{кр}$, 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 (1973). Из нее следует для инверсионного слоя

$$k_z = k_i \left(1 - \frac{z - z_i}{L_i} \right)^2. \quad (2.64)$$

Здесь приближенно

$$L_i = \sqrt{\frac{6a_1 c_1^{-1/2} k_i \sqrt{A_i^*}}{A_i^* - A^*}}, \quad (2.65)$$

где

$$A^* = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 (1 - Ri),$$

$a_1 = 0,7$, $c_1 = 0,045$ — постоянные уравнения баланса энергии турбулентности, индексом i обозначены величины A^* и k_z , относящиеся к нижней границе инверсии z_i .

Как видно из (2.65), величина L_i убывает при увеличении Ri в слое инверсии, хотя даже при $Ri = 1$ значение $L_i \neq 0$. При средних значениях параметров в (2.65) значение $L_i = 100 \div 150$ м.

Таким образом, при наличии приподнятых слоев инверсии создается сложный профиль изменения коэффициента обмена с высотой.

Решение задачи о распространении примеси при наличии приподнятых инверсий выполняется с помощью численных методов. В работах Берлянда и др. (1964а) 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 для приземного слоя, где k_z также быстро изменяется с высотой. Оказывается, что наличие задерживающего слоя с ослабленной турбулентностью над одиночным источником приводит к увеличению наземной концентрации в 1,5—2 раза, а иногда и больше (см. гл. 3).

2.12. Влияние стратификации на начальный подъем примеси

При наличии приподнятых инверсий загрязнение воздуха может быть значительно большее, чем указано в п. 2.11. Дополнительно следует учесть, что инверсии оказывают влияние и на начальный подъем ΔH . Оказывается, что при инверсии значение ΔH не может неограниченно увеличиваться с уменьшением скорости ветра u , как это следует из (2.57) для равновесных условий. Повышение температуры воздуха с высотой приводит к тому, что выбросы из труб не могут подниматься выше определенного

уровня — потолка (z_n), который согласно Берлянду (1966), приближенно определяется по следующей формуле:

$$z_n = 0,61 \sqrt{\frac{V_1 k_z}{\pi \Delta T \frac{dT}{dz}}}. \quad (2.66)$$

Для мощных тепловых источников, например ТЭС, $z_n = 200 \div 800$ м. Для сравнительно холодных выбросов из труб небольшого диаметра $z_n = 20 \div 40$ м.

2.13. Туманы и смоги

К аномальным метеорологическим условиям, при которых значительно возрастает опасность загрязнения воздуха, относятся и туманы.

Влияние туманов на содержание примесей в воздухе носит сложный характер. При туманах нередко наблюдаются специфические условия распределения метеорологических величин, способствующие увеличению концентрации примесей у земли. Примеси частично поглощаются водяными каплями, при их 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 северных районах при низких температурах в результате автомобильных выбросов возможно образование так называемых ледяных туманов.

Ввиду сложности протекающих процессов приобретает особую важность развитие теории загрязнения атмосферы при туманах.

Атмосферная диффузия при тумане исследуется на основе численного интегрирования уравнения (2.2) с учетом последнего члена aq , который характеризует сток примеси вследствие поглощения ее каплями тумана (вне тумана принимается $\alpha = 0$). Этот член может быть в общем виде определен из соотношения

$$aq = \int_0^{\infty} P(r) N(r) dr, \quad (2.67)$$

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), $N(r) = ar^2 \exp(-br)$, где a и b — постоянные. Полагая, что газовые примеси полностью поглощаются на поверхности капель, получим, что

$$P(r) = 4\pi v_q r, \quad \alpha = 0,6 \sqrt{\frac{\Delta}{\rho_B r_m^2}}, \quad (2.68)$$

где ν — коэффициент молекулярной диффузии для воздуха, $\rho_v = 1 \text{ г/см}^3$ — плотность воды, Δ — водность тумана, r_m — радиус капель, соответствующий максимуму функции распределения.

Следовательно, для количественной оценки влияния тумана необходимо знать радиус капель r_m и водность Δ , а также распределение этих характеристик в пространстве. Следует учитывать также, что в тумане обычно происходит перестройка профилей температуры и коэффициента обмена. Из-за недостатка данных наблюдений такие характеристики изучались мало. Для их определения была развита теория образования речных туманов, которые возникают в основном в холодное время года в районах незамерзающих рек и водоемов, и наиболее часто встречающихся радиационных туманов.

2.13.1. Речные и радиационные туманы. В работе Берлянда и Оникула (1968а) теория речных туманов строится на основании численного решения системы уравнений тепло- и влагообмена в установившемся потоке воздуха, перемещающегося над рекой или водоемом и над их берегами. При этом холодный воздух, не насыщенный влагой, налетает на более теплую незамерзшую поверхность реки, после чего смещается над покрытой снегом поверхностью подветренного берега.

Полученные характеристики речного тумана использовались для численного решения уравнения турбулентной диффузии в соответствии с изложенной выше схемой (Берлянд и др., 1968а). Из расчетов следует, что в тумане концентрация примеси резко убывает за счет ее поглощения в каплях.

В работе Берлянда и Канчана (1973) аналогичным образом исследовались условия распространения примеси в радиационном тумане. В основу ее положено решение системы уравнений турбулентного тепло- и влагообмена в атмосфере и уравнения теплопроводности в почве с учетом нестационарных изменений температуры и влажности воздуха ночью в период радиационного выхолаживания. По изменению распределения температуры с высотой и со временем определялись соответствующие изменения коэффициента обмена, которые учитывались при интегрировании уравнения турбулентной диффузии.

Согласно расчетам, в развитом радиационном тумане разрушаются приземные инверсии и образуются приподнятые инверсии температуры. Это ведет к увеличению наземных концентраций. Кроме того, поступающие от источника примеси почти полностью поглощаются каплями. Например, по данным расчета уже на расстоянии 0,5 км от источника высотой 100 м практически концентрация газообразной примеси в воздухе близка к нулю. Как и для речных туманов, так и для радиационных туманов получено, что концентрация примеси убывает не только на всех уровнях в слое тумана, но и в слое воздуха, расположенном над туманом.

Следовательно, при образовании тумана в его каплях концентрируется не только примесь, которая находилась вблизи подстилающей поверхности в его отсутствии, но также и значитель-

ная часть примеси из вышележащих (нередко 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 $q_{\pi} = q + q_{\tau}$, где q_{τ} — концентрация примеси в каплях тумана, пересчитанная на единицу объема воздуха. Из полученных результатов можно заключить, 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.

2.13.2. Смоги. Вредное действие дымовых и газовых примесей при туманах обнаруживается более остро, чем при других погодных условиях; наличие примесей в туманах дополнительно ухудшает видимость. Отмечается и обратный эффект, когда наличие дыма способствует конденсации атмосферной влаги. Таким образом, взаимно усиливаются действия дымов и туманов. Для характеристики дымотуманного состояния получил широкое распространение специальный термин «смог».

Для некоторых примесей характерны и другие эффекты. Так, сернистый газ, растворенный в каплях тумана, значительно быстрее, чем 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 происходит 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 и образовании ее аэрозоля.

При образовании серной кислоты происходит и определенное возрастание весовой концентрации вредной примеси. Так, например, при окислении 1 г сернистого газа с относительной молекулярной массой 64 образуется примерно 1,5 г серной кислоты с относительной молекулярной массой 98.

Появление в каплях тумана аэрозоля серной кислоты, обладающей большей токсичностью, чем SO_2 , характерно для смогов, наблюдавшихся в Англии и ряде других стран. Эти смоги иногда называют сернокислотносульфатными.

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. Происходит явление, напоминающее кислотный дождь. Оно отмечалось, например, в Лондоне, когда при сильных туманах на подстилающую поверхность выпадала морось, капли которой содержали заметные концентрации серной кислоты.

Наибольшую известность приобрели смоги дымотуманной природы, периодически образующиеся в Лондоне; их часто называют лондонскими или лондонского типа. Согласно Камуфо (Camuffo, 1980), эпизоды с наиболее интенсивным загрязнением воздуха отмечались в периоды зимних туманов при слабом ветре, дующем из индустриальных районов.

Смогами называют и случаи значительного загрязнения воздуха, не сопровождающиеся туманами. Нередко приземный слой воздуха интенсивно загрязняется различными газами, особенно выхлопными газами автомашин, которые в результате фотохимических процессов под влиянием солнечной радиации превращаются в аэрозоли, также в определенной степени снижающие видимость. Впервые такое явление обнаружилось в 30-е годы XX века в Лос-Анджелесе. Поэтому данный тип смога приобрел еще название лос-анджелесского или фотохимического. Для него характерно образование значительной концентрации токсичных оксидантов, особенно озона.

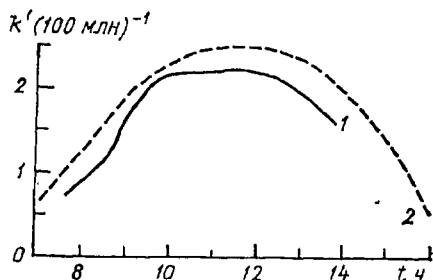
Анализ показал, что озон непосредственно не содержится в выбросах в атмосферу. Он образуется в результате преобразования других газов. Основной причиной этого являются фотохимические реакции, в результате которых, как было отмечено, интенсивно образуются и аэрозоли. Установлено, что в процессе фотохимических 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 углеводов и других органических веществ, и сернистый газ. Все эти реакции происходят под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца, когда значение суммарной солнечной радиации, достигающей земной поверхности, превышает определенный порог, оцениваемый некоторыми авторами примерно $0,5 \text{ кал}/(\text{мин} \cdot \text{см}^2)$.

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 обеспечивается постоянное соотношение между этими газами в атмосфере. Полноценное изменение происходит 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). При этом образуется атомарный кислород, который может вступать во взаимодействие с углеводородами и другими органическими веществами, содержащимися в выхлопных газах автомашин. В результате образуются как свободные радикалы R , весьма активно вступающие в реакцию и существующие в атмосфере непродолжительное время, так и другие, реакционноспособные органические соединения.

Некоторые органические соединения при взаимодействии с окислами азота образуют нитраты, пары которых имеют парциальное давление более низкое, а следовательно, они имеют 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).

Рис. 2.11. Зависимость коэффициента k' от времени суток.
1 — 12 октября, 2 — 13 октября.



Имеются и другие примеси в атмосфере, которые с участием сернистого газа и окислов азота приводят к появлению аэрозоля.

Подробно вопрос о фотохимических реакциях при образовании смогов рассматривался Димирджаном и др. (Demerjian et al., 1974), Грейделом и др. (Graedel et al., 1976) и др.

При математическом описании атмосферной диффузии газовых примесей с учетом их трансформации в процессе фотохимических реакций используется уравнение (2.2), в котором распад и образование примеси учитываются с помощью слагаемых $\alpha_i q_i$, где q_i — концентрация i -го ингредиента, поскольку скорость изменения концентрации пропорциональна самой концентрации. Коэффициенты α_i связаны с константами скоростей реакций и зависят от концентраций других примесей, принимающих участие в реакции. Если, например, учесть фотохимическую трансформацию NO в NO₂, то на основании полученных данных по концентрациям q_{NO} и q_{NO_2} можно рассчитать концентрацию озона q_{O_3} , образующегося в этой фотохимической реакции, используя соотношение

$$q_{O_3} = k' \frac{q_{NO_2}}{q_{NO}}. \quad (2.69)$$

Значение k' здесь зависит от интенсивности ультрафиолетовой радиации. Стефенс (Stephens, 1969) приводит данные Лейтона, по которым $k' = 10^{-2}$ млн⁻¹.

В работе Фигли и др. (Feigley et al., 1983) приводятся значения k' в зависимости от времени суток для района Лос-Анджелеса (рис. 2.11).

Аналогично рассчитывается изменение концентрации SO_2 за счет трансформации в SO_3 . Для этого можно, например, использовать экспериментальные данные, согласно которым в солнечный день за 1 ч 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 в ряде исследований (Eschenroeder, Martinez, 1971; Reynolds et al., 1973; Hanna, 1972; Peterson, Demerjian, 1976; Peters, Richards, 1977; Mc Rae et al., 1982 и др.).

2.14. Влияние рельефа

Часто источники вредных примесей и жилые массивы вокруг них размещаются в пересеченной местности. Тепловые электростанции, металлургические и другие предприятия нередко сооружаются в пониженных местах вблизи водоемов или в поймах рек, а жилые массивы 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.

Описание турбулентной диффузии примеси в условиях холмистой местности производится также с помощью уравнения (2.2), но записанного для области с криволинейной границей. При этом коэффициенты этого уравнения оказываются сложными функциями координат. Задача упрощается в предположении, что в направлении оси y (перпендикулярной к направлению ветра) подстилающая поверхность однородна. Это позволяет использовать соотношение (2.13) между k_y и u и перейти к уравнению (2.15) для концентрации от линейного источника. Далее удобно ввести замену переменных (Берлянд и др., 1965, 1968а):

$$z' = z - h(x), \quad x' = x, \quad (2.70)$$

где $z = h(x)$ описывает границу подстилающей поверхности.

Тогда (2.15) при $\alpha = 0$ переходит в

$$u \frac{\partial q'}{\partial x'} + \left(w - u \frac{dh}{dx'} \right) \frac{\partial q'}{\partial z'} = \frac{\partial}{\partial z'} k_z \frac{\partial q'}{\partial z'}. \quad (2.71)$$

Составляющие скорости движения u и w здесь связаны уравнением неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x'} + \frac{\partial w}{\partial z'} = 0. \quad (2.72)$$

Вид уравнения (2.71), а также и граничных условий после преобразования (2.70) 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: $u = u[z - h(x)]$, $k_z = k_z[z - h(x)]$.

На основании (2.72) получаем, что $w = u \frac{dh(x)}{dx}$. Тогда (2.71)

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. (1965), имеет существенное практическое значение. Из него следует также, что изменение поля концентраций под влиянием неровностей местности возникает в тех случаях, когда величины u и k_z зависят не только от $z - h(x)$, но и от x . К сожалению, эти зависимости мало изучены как теоретически, так и экспериментально.

К настоящему времени выполнен ряд крупных исследований орографических возмущений воздушных течений. Эти исследования в основном относятся к процессам сравнительно большого масштаба и не могут быть непосредственно использованы для решения рассматриваемых задач. Поэтому решать уравнение (2.71) следует одновременно с определением коэффициентов, входящих в него, т. е. с исследованием структуры пограничного слоя атмосферы.

В последнее время получен ряд приближенных оценок влияния форм рельефа на распределение примеси в целях использования их в практической работе. К ним нужно отнести теоретические исследования Штюмке (Stümke, 1964), Хино (Hino, 1968), Ханта и Джексона (Hunt, Jackson, 1974), Игана в книге под ред. Хаугена (Haugen, 1975) и др. Интересные результаты получены и путем экспериментальных наблюдений главным образом на моделях в аэродинамической трубе.

Наиболее полно рассмотрено решение данной задачи, полученное на основе интегрирования уравнения турбулентной диффузии в работах Главной геофизической обсерватории (Берлянд и Генихович, 1971; Берлянд и др., 1968а, 1970, 1979а, 1982; Берлянд, 1975).

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 координат 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.

Исходные уравнения движения принимаются в следующей форме:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x,$$

$$u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (2.73)$$

где p — давление, F_x — проекция силы Корнелиса. 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 $k_x \approx k_z$. Это предположение существенно упрощает решение задачи и используется при дальнейших преобразованиях.

Учитывается также уравнение баланса энергии турбулентности b , дополняемое членом, описывающим ее адвективное изменение. Это позволяет оценить влияние рельефа не только на поле скоростей движения, но и на турбулентный режим. Для перехода от энергии турбулентности b к коэффициенту обмена k используется то же соотношение, что и при определении k в п. 2.2.

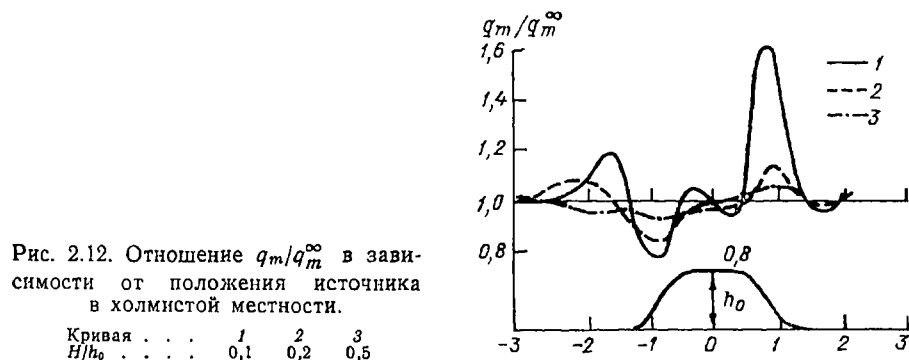
В указанной системе уравнений осуществляется переход от декартовых координат к потоковым переменным — потенциалу скоростей ϕ и функции тока ψ потенциального течения в рассматриваемой области.

При такой записи в уравнении энергии турбулентности в отличие от соответствующего уравнения для условий горизонтальной однородной поверхности отчетливо выделяется дополнительное слагаемое, пропорциональное радиусу кривизны границы рельефа. Над выпуклыми участками поверхности это слагаемое описывает ослабление генерации турбулентной энергии, над вогнутыми участками — дополнительную трансформацию среднего движения в энергию турбулентности.

При установлении граничных условий учитывается, что 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. Принимается также, что на бесконечности затухает до нуля энергия турбулентности, поскольку генерация ее происходит под влиянием подстилающей поверхности.

Найденные значения горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра, а также коэффициента обмена, использовались для численного решения уравнения диффузии (2.2) в случае высотных источников, расположенных в разных частях холмистой местности.

В работе Берлянда и др. (1979а) выполнен расчет изменения значений отношения максимальных концентраций от источников высотой H , расположенных над холмом (q_m) и над плоской поверхностью (q_m^∞) при перемещении источника вдоль линии тока



относительно холма. Результаты расчета представлены на рис. 2.12. Из приведенных данных следует, что наибольшие концентрации достигаются при расположении источника на подветренном склоне, особенно это заметно, когда высота источника (H) мала по сравнению с высотой холма (h_0). С увеличением H влияние холма на максимальную концентрацию q_m уменьшается, и в случае, когда $H/h_0 > 0,5$, оно сравнительно мало. Это позволяет упростить нахождение решения рассматриваемой задачи, используя приближенный метод потенциальных течений, и оценить пределы его применения.

Сущность данного метода, развитого в указанных работах Берлянда и др., в части оценки влияния рельефа на распространение примеси, состоит в введении аналитической функции $\tau(t) = \varphi(x, z) + i\psi(x, z)$ от комплексного аргумента $t = x + iz$, с помощью которой осуществляется конформное отображение исследуемой области течения с криволинейной границей на полуплоскость. Функции φ и ψ представляют собой потенциал скорости и функцию тока.

Горизонтальная и вертикальная компоненты скорости потенциального течения в рассматриваемой области выражаются формулами

$$u_n = \frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w_n = \frac{\partial \varphi}{\partial z} = -\frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (2.74)$$

Кривые $\psi(x, z) = \text{const}$ представляют собой линии тока исследуемого течения. В частности, линия $\psi(x, z) = 0$ является грани-

цей области. Обратная функция $t(\tau) = x(\varphi, \psi) + iz(\varphi, \psi)$ осуществляет 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 можно пренебречь членами, описывающими диффузионный перенос вдоль потока, поскольку он мал по сравнению с конвективным переносом. Тогда уравнение турбулентной диффузии (2.2) для концентрации от линейного источника принимает вид

$$\frac{\partial q'}{\partial \varphi} = \frac{\partial}{\partial \psi} k_z \frac{\partial q'}{\partial \psi}, \quad (2.75)$$

а начальные и граничные условия:

$$\begin{aligned} q' &= M \delta(\psi - \psi_H) & \text{при } \varphi = \varphi_H, \\ k_\psi \frac{\partial q'}{\partial \psi} &= 0 & \text{при } \psi = 0, \\ q' &\rightarrow 0 & \text{при } \psi \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (2.76)$$

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 переходит граница $z = h(x)$.

Полученное уравнение и граничные условия совпадают по форме с используемыми в задаче атмосферной диффузии над однородной по горизонтали поверхностью, причем роль высоты 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 (2.75) и (2.76) в виде

$$q' = q'(\varphi - \varphi_H, \psi, \psi_H). \quad (2.77)$$

Точка φ_m , где достигается максимум наземной концентрации, определяется из условия $\frac{\partial q'}{\partial \varphi} = 0$ при $\psi = 0$. Тогда из (2.77) 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, максимальная наземная концентрация одинакова. Этот вывод справедлив также и для максимальных наземных концентраций от точечных источников.

Приведенные выше формулы для q_m и φ_m в потокowych координатах записываются в виде

$$\begin{aligned} q_m &= 0,3 \frac{MK}{u_1} \left(\frac{V_\infty}{\psi_H} \right)^{2,3}, \\ \varphi_m &= 0,4 \frac{u_1}{k_1} \left(\frac{\psi_H}{V_\infty} \right)^{1,2}. \end{aligned} \quad (2.78)$$

Следовательно, изменяется также выражение для q/q_m .

В формулах (2.78) V_∞ — модуль скорости потенциального течения на бесконечности, т. е. в набегающем потоке вне влияния подстилающей поверхности; K — определяется соотношением вертикальной и горизонтальной компонент коэффициента турбулентного обмена. В (2.78) константы являются размерными.

Значения q_m и φ_m в (2.78) могут быть связаны с соответствующими значениями q_m и x_m для плоской местности, если к последним ввести поправки

$$\chi = \left(\frac{HV_\infty}{\psi_H} \right)^{2,3}, \quad \eta = \frac{x(\varphi_H + \varphi_m, 0) - x_0}{x_m}. \quad (2.79)$$

Кроме того, можно определить соотношение между высотами источников в условиях исследуемого рельефа и плоской местности, полагая, что максимальные концентрации от источников принимают одни и те же значения. Оказывается в условиях криволинейной границы максимальная концентрация принимает то же значение, что и максимальная концентрация от источника высотой H_0 на плоской местности, если источник расположен на линии тока, которая в набегающем потоке находится на расстоянии H_0 от нижней границы. Высота же источника при $\varphi = \varphi_H$ определяется расстоянием $z(\varphi_H, \psi_H) - z(\varphi_H, 0)$ линии тока $\psi = \psi_H$ до уровня подстилающей поверхности. Следовательно, соотношение между рассматриваемыми высотами определяет поправочный коэффициент ρ_1 к высоте источника H :

$$\rho_1 = \frac{1}{H} [z(\varphi_H, \psi_H) - z(\varphi_H, 0)]. \quad (2.80)$$

Для отдельных форм рельефа, например для холма (см. рис. 2.12), для функций $\tau(t)$ и $t(\tau)$ удастся подобрать сравнительно простые аналитические выражения, достаточно полно описывающие границы области течения.

В случае границы подстилающей поверхности произвольной формы конформное отображение ее задается с помощью интеграла типа

$$t = \tau + \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{l(s) ds}{s - \tau} \quad (2.81)$$

и выполняется численно. При этом вид функции $l(s)$ определяет уравнение границы области течения с учетом влияния изменения скорости ветра на высоту начального подъема ΔH (2.57).

В работе Берлянда и др. (1979а) представлены результаты расчетов для большого числа разнообразных форм рельефа. Некоторые из них будут рассмотрены в гл. 3. В настоящее время ведутся работы по исследованию атмосферной диффузии и над термически неоднородным рельефом. Окамото и Огба (Okamoto, Ohba, 1978) выполнили численный анализ распространения примеси в горной местности при устойчивой стратификации. Они получили, что в этих условиях приземная концентрация примеси может

существенно возрастать, в частности, из-за уменьшения начального подъема примеси за возвышенностями.

В работе Берлянда и др. (1982) для случаев термически неоднородного рельефа решаются обобщенные уравнения диффузии, движения, притока тепла и баланса турбулентности с учетом криволинейности границы подстилающей поверхности. В случаях, когда рельеф однороден в перпендикулярном к ветру направлении, эти уравнения в системе «поточковых» координат ξ_1 и ξ_3 записываются в виде:

$$Sq' = 0, \quad S \equiv u_1 \frac{\partial}{\partial \xi_1} + u_3 \frac{\partial}{\partial \xi_3} - \frac{\partial}{\partial \xi_3} k \frac{\partial}{\partial \xi_3}, \quad (2.82)$$

$$VSu_1 = (1 - u_1^2) \frac{\partial V}{\partial \xi_1} - \frac{V_\infty^3}{V^2} \frac{\partial}{\partial \xi_3} k^0 \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} + \\ + \frac{\partial}{\partial \xi_1} \int_0^\infty (1 - u_1^2) V \frac{\partial V}{\partial \xi_3} d\xi_3 + \frac{gL_1 \Delta \Theta}{\Theta V^2} \int_0^\infty \frac{\partial \vartheta}{\partial \xi_1} d\xi_3, \quad (2.83)$$

$$S\vartheta = \frac{\partial}{\partial \xi_3} \left(k - \frac{V_\infty^2}{V^2} k^0 \right) \frac{d\Theta^0}{d\xi_3} - u_3 \frac{d\Theta^0}{d\xi_3}, \quad (2.84)$$

$$Sb = k \sqrt{c_1} \left\{ \left(\frac{V}{V_\infty} \right)^2 \left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \right)^2 + \frac{u_1 L_1}{V} \frac{\partial V}{\partial \xi_3} \frac{\partial u_1}{\partial \xi_3} \right] - \right. \\ \left. - \frac{gL_1 \Delta \Theta}{\Theta V V_\infty} \left(\frac{d\Theta^0}{d\xi_3} + \frac{\partial \vartheta}{\partial \xi_3} \right) - \left(\frac{V_\infty b}{V k} \right)^2 \right\}. \quad (2.85)$$

Здесь $\xi_1 = \varphi / L_1 V_\infty$, $\xi_3 = \psi / L_1 V_\infty$, а φ и ψ — вещественная и мнимая части функции, конформно отображающей область течения на полуплоскость, т. е. потенциал скорости и функция тока, V — модуль скорости потенциального течения, V_∞ — его значение на бесконечном удалении от подстилающей поверхности, L_1 — характерный масштаб рельефа, u_1 и u_3 — составляющие скорости ветра по осям ξ_1 и ξ_3 , k — коэффициент обмена, k^0 — его значение в набегающем потоке, ϑ — отклонение потенциальной температуры Θ от ее значения Θ^0 , нормированное на $\Delta \Theta_0$, т. е. на перепад температуры на подстилающей поверхности. При решении (2.82) и (2.83) учитываются также дополнительное соотношение для коэффициента обмена и уравнение неразрывности.

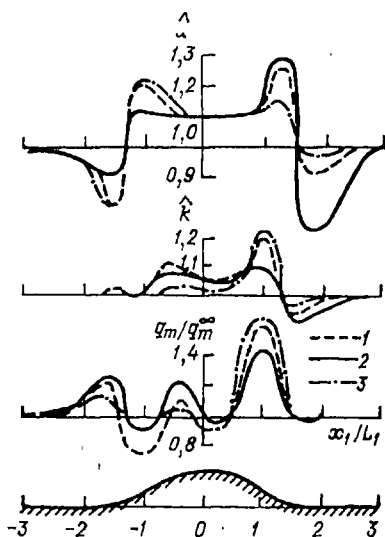
Течение в окрестности препятствия — холма или впадины — трапециевидальной формы задается конформным отображением полуплоскости $\tau = \frac{1}{L_1} (\varphi + i\psi)$ на физическую область течения $t = \frac{1}{L_1} (x + iz)$. Принимается, что $t = \tau + \lambda' \Phi(\tau)$, где $\Phi(\tau)$ — функ-

ция, задаваемая в зависимости от формы рельефа, λ' — безразмерная высота ($\lambda' > 0$) или глубина ($\lambda' < 0$) препятствия. В качестве одного из граничных условий принимается, что распределение температуры на подстилающей поверхности определяется функцией $f(\xi_1)$, так, что $\vartheta|_{\xi_1=0} = r'f(\xi_1)$, а r' выбирается в зависимости от характера нагрева склонов: $r' = 1$ для наветренного и $r' = -1$ для подветренного склонов.

На рис. 2.13 представлены примеры расчетов изменения значений отношения скорости ветра $\hat{u}$, коэффициента обмена $\hat{k}$

Рис. 2.13. Распределение значений отношения скорости ветра $\hat{u}$, коэффициента обмена $\hat{k}$ и максимальных концентраций q_m/q_m^∞ к их значениям на ровном месте в зависимости от положения источника над термически неоднородной поверхностью рельефа.

Кривая . . .	1	2	3
r'	0	1	-1



и максимумов концентрации q_m/q_m^∞ к их значениям на ровном месте в зависимости от положения источника в различных частях трапециевидного холма. Для каждой из рассматриваемых величин даются три кривые (при $\lambda' = 0,2$ и разных r'), одна из которых относится к термически однородному ($r' = 0$), а две другие ($r' = \pm 1$) — к термически неоднородному состоянию поверхности рельефа. Общий вид всех трех кривых примерно одинаков. Однако амплитуды изменения их несколько различны при наличии или отсутствии неоднородности в распределении тепловых потоков. Резкое убывание $\hat{u}$ и увеличение $\hat{k}$, а также соответствующие изменения концентрации отмечаются на склонах холма, причем они заметно больше на подветренном склоне. Влияние тепловых факторов усиливается с увеличением термической неоднородности, в качестве показателя которой можно принять величину $gL_1 \Delta \Theta_0 / (\Theta V_\infty^2)$.

Численные методы прогноза загрязнения воздуха

Практическая эффективность краткосрочных прогнозов загрязнения воздуха четко выявляется в тех случаях, когда известны его источники и могут быть приняты меры по сокращению вредных выбросов в периоды неблагоприятных метеорологических условий. В частности, это случаи, когда предприятия сосредоточены в одной части города, а жилищная 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 характерно для Чимкента, Сумгаита, Невинномыска. Отмечалось, что в Братиславе, Дрездене и Торонто наибольшее загрязнение воздуха наблюдалось при южных ветрах, в Лодзи и Париже — при юго-восточном ветре и т. п. При этом даже указание на ожидаемое направление ветра со стороны предприятий на населенные районы является определенным предостережением. Опасность усиливается при наличии и других неблагоприятных условий погоды.

Приведенные в гл. 2 формулы позволяют предвычислить уровень загрязнения как в этих сравнительно простых, а также в более сложных случаях, если имеются сведения об ожидаемых характеристиках метеорологических условий и режима выбросов от источников. Для решения практических задач большой интерес представляет, прежде всего, прогноз условий значительного загрязнения воздуха, когда при данных параметрах выброса достигаются наиболее высокие уровни концентрации. Для разработки метода такого прогноза удобно воспользоваться указанным в гл. 2 разделением неблагоприятных метеорологических условий на нормальные (относительно часто встречающиеся) и аномальные.

3.1. Прогноз максимальных концентраций примеси от отдельных источников

Для расчета максимальных концентраций, создающихся на определенном расстоянии от источника, при нормальных условиях в соответствии с работами Берлянда (1975), Берлянда и др. (1965) в общем случае может быть использована формула (2.43) для $\bar{q}_m$. В ней за высоту источника должны приниматься его эффективная высота $H_e = H + \Delta H$, где H — высота трубы, а ΔH определяется согласно (2.57). При этом следует иметь в виду, что $\bar{q}_m$ существенно зависит от метеорологических условий в соответствии с содержащимися в (2.43) параметрами. Особое значение имеет зависимость $\bar{q}_m$ от скорости ветра u . С одной стороны, при фиксированной высоте источника $\bar{q}_m$ возрастает с уменьшением u ; с другой стороны, с уменьшением u возрастает ΔH . Кроме того, от u

зависит и K (см. (2.44)). Поэтому существует некоторая «опасная» скорость ветра u_m , при которой достигается наибольшее значение концентрации. Такая концентрация находится из условия

$$\partial \bar{q}_m / \partial u = 0. \quad (3.1)$$

Для определения максимального значения $\bar{q}_m$ в (2.43) следует принять и наибольшие значения K , учитывая зависимость k_1/u_1 и φ_0 как от скорости ветра, так и от температурной стратификации, обычно определяемой параметром $B = \delta T / u^2$, где δT — разность температур на двух высотах в приземном слое воздуха. В случае неустойчивой стратификации ($\delta T < 0$) с ростом модуля B увеличиваются k_1/u_1 и φ_0 ; при устойчивой стратификации ($\delta T > 0$) с увеличением B уменьшается k_1/u_1 . Начиная с некоторых значений B , имеет тенденцию к увеличению и φ_0 . Значение φ_0 вместе с σ_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 приземной концентрации примеси (в силу пропорциональности ее K) при сверхадиабатическом градиенте больше, чем при инверсионном.

В результате получено, что значение опасной скорости определяется соотношением

$$u_m = v_m \quad \text{при} \quad v_m \leq 2 \text{ м/с}, \quad (3.2)$$

$$u_m = v_m (1 + 0,12 \sqrt{f}) \quad \text{при} \quad v_m > 2 \text{ м/с},$$

где

$$v_m = 0,65 \sqrt[3]{\frac{V_1 \Delta T}{H}}, \quad f = 2 \cdot 10^3 \frac{w_0^2 R_0}{H^2 \Delta T}. \quad (3.3)$$

Здесь, как и в (2.57), $V_1 = \pi R_0^2 w_0$ — объем уходящих газов. Наибольшая концентрация c_m для группы N близко расположенных источников с одинаковыми параметрами выброса в случае неблагоприятных метеорологических условий, характеризующихся интенсивным турбулентным обменом и значением опасной скорости u_m , определяется по формуле

$$c_m = \frac{AMFmn}{H^2} \sqrt[3]{\frac{N}{V \Delta T}}. \quad (3.4)$$

Здесь $V = NV_1$ — суммарный объем газов. Коэффициент A определен соотношением

$$A = a \frac{k_1}{u_1 \varphi_0} \Big|_{u_1 = 2 \text{ м/с}}.$$

Здесь значение a несколько зависит от шероховатости подстилающей поверхности z_0 и от высоты приземного слоя h . Для средней шероховатости $a = 0,3$.

Значения A установлены для открытых ровных местностей в различных географических областях при условии, что c_m выражено в мг/м^3 , M — в г/с , H — в метрах, V — в $\text{м}^3/\text{с}$, T — в $^\circ\text{C}$. Для Средней Азии южнее 40° с. ш. $A=240$; для других районов СССР с жарким климатом и в лесных областях, характеризующихся интенсивным турбулентным обменом, $A=200$; для центра Европейской территории СССР, где турбулентность более слабая, $A=120$; для областей со средней интенсивностью турбулентного перемешивания $A=160$. Интервал осреднения концентрации принят

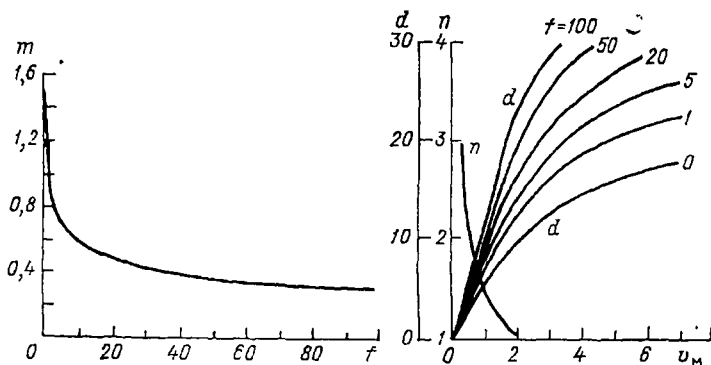


Рис. 3.1. Графики для определения коэффициентов m , n и d .

равным 20 мин. Для территории других стран значения A могут приниматься по сходству климатических характеристик турбулентного режима с указанными областями.

Коэффициент F различен для газов, легких аэрозолей и пыли. Он зависит от дисперсности частиц, которая в свою очередь при наличии пылеуловителей связана с их коэффициентом полезного действия. Для газов и легких аэрозолей (со скоростью оседания меньше 5 м/с) $F=1$, для пыли, распространяющейся как тяжелая примесь при КПД пылеуловителей более 90, равных 75—90 и менее 75 % значения F равны соответственно 2, 2,5 и 3.

Коэффициенты m и n определяются по параметрам v_m и f (3.3) с помощью вспомогательного графика (рис. 3.1). Концентрация c_m достигается на расстоянии x_m от источника:

$$x_m = d_0 H, \quad (3.5)$$

где $d_0 = \frac{1}{4} (5 - F)$, а d определяется по рис. 3.1. В случае когда $u \neq u_m$, наибольшая концентрация c_{mu} и соответствующее ей расстояние x_{mu} определяются из соотношений

$$c_{mu} = r c_m \quad \text{и} \quad x_{mu} = p x_m.$$

Зависимость концентрации на оси факела c от расстояния x при $u = u_m$ и $u \neq u_m$ выражается соответственно формулами

$$c = c_m s_1 \left(\frac{x}{x_m} \right), \quad c = c_m u s_1 \left(\frac{x}{x_m u} \right). \quad (3.6)$$

Концентрация на расстоянии y от оси факела

$$c_y = c s_2 \left[u \left(\frac{y}{x} \right)^2 \right]. \quad (3.7)$$

На рис. 3.2 приводятся графики для определения функций r и p , а на рис. 3.3 — для s_1 и s_2 .

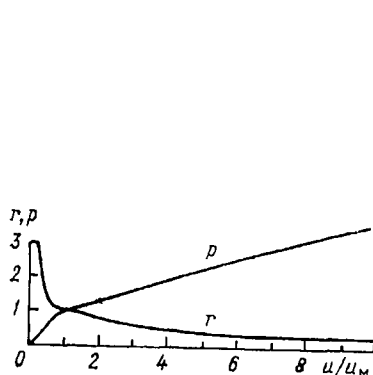


Рис. 3.2. Графики для определения коэффициентов r и p .

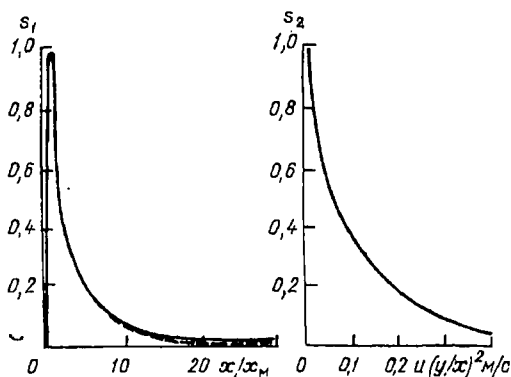


Рис. 3.3. Графики для определения функций $s_1(x/x_m)$ и $s_2[u(y/x)^2]$.

В случае холодных выбросов или в общем случае при $f > 100 \text{ м}/(\text{с}^2 \cdot ^\circ\text{С})$

$$c_m = \frac{AMFnR_0N}{4VH^{4/3}}, \quad (3.8)$$

где коэффициент n находится с помощью рис. 3.1, но по значению u_m , которое в данном случае определяется по формуле

$$v_m = 2,6 \frac{\omega_0 R_0}{H}.$$

Приближенно:

$$\begin{aligned} u_m &\approx v_m & \text{при } v_m < 2 \text{ м/с,} \\ u_m &= 2,2v_m & \text{при } v_m > 2 \text{ м/с.} \end{aligned} \quad (3.9)$$

При практическом применении приведенных формул следует определять неблагоприятные условия, когда при нормальном метеорологическом режиме могут достигаться максимальные концентрации примеси в районе рассматриваемых источников. Сначала нужно установить направления ветра, при которых факел от источ-

ника может попадать на жилые районы, особенно густо заселенные, а также на лечебные и детские учреждения, места отдыха и т. п. Затем требуется вычислить значения опасной скорости ветра по формуле (3.2), а в случае холодных выбросов — по формуле (3.9).

Для мощных нагретых выбросов, характерных для тепловых электростанций, металлургических заводов и т. п. обычно $u_m = 3 \div 5$ м/с, для сравнительно холодных выбросов от вентиляционных устройств на химических и других предприятиях $u_m = 1 \div 2$ м/с.

При выбросах из дымовых, вентиляционных труб и других высоких источников к неблагоприятным условиям стратификации относится падение температуры с высотой, когда отмечается интенсивный турбулентный обмен. Для этих условий рассчитывается максимум концентрации c_m и, если необходимо, концентрации на определенном расстоянии от источника или в целом поле концентрации примеси при ожидаемом направлении ветра. При этом расчетные концентрации должны добавляться к фоновым концентрациям, создаваемым от других источников.

В некоторых работах получены формулы для определения наибольшей концентрации и в случае применения гауссовых моделей (см. п. 2.7), положенных в основу метода расчета концентраций в ряде стран. При этом отыскание экстремума ограничивается использованием условия (3.1), т. е. зависимости только от скорости ветра. В этих исследованиях при отыскании экстремума не учитывается, в отличие от рассматриваемых работ Главной геофизической обсерватории, влияние устойчивости атмосферы или, точнее, интенсивности турбулентного обмена. В качестве примера можно привести работу Регленда (Regland, 1976), в которой сначала в соответствии с формулами (2.50) для $q|_{z=0}$ при $y=0$ и (2.51) для σ_y и σ_z из условия $\partial q / \partial x = 0$ определяется максимальная концентрация q_m на расстоянии x_m . Затем используется выражение для начального подъема

$$\Delta H = B_0 / u,$$

где B_0 — некоторый параметр, зависящий от характеристик выброса и устойчивости атмосферы. Далее, из уравнения $\partial q_m / \partial u = 0$ находятся: наибольшая концентрация

$$q_m = \frac{M \beta_1 e^{-\frac{\alpha_1 + \beta_1}{2\beta_1} H} \frac{\Gamma \alpha_1}{\beta_1}}{\pi a_1 b_1 \alpha_1 B_0 \left[\frac{\alpha_1 (\alpha_1 + \beta_1)}{a_1^2 b_1^2} \right]^{\frac{\alpha_1 + \beta_1}{2\beta_1}}}, \quad (3.10)$$

расстояние, к которому она относится

$$x_m = \left[\frac{\beta_1 (\alpha_1 + \beta_1)}{a_1^2 b_1^2} \right]^{1/2\beta_1} H^{1/\beta_1},$$

а также опасная скорость ветра

$$u_m = \frac{\alpha_1}{\beta_1} \frac{B_0}{H}, \quad (3.11)$$

где H — геометрическая высота трубы.

Как было отмечено в п. 2.7, согласно Пэсквиллу (Pasquill, 1971), самое большое значение q_m достигает при $\alpha_1 = \beta_1$. Тогда из (3.9) — (3.11)

$$q_m = \frac{0,058b_1M}{B_0a_1H}. \quad (3.12)$$

Для различных состояний устойчивости в соответствии с данными табл. 2.4 (см. п. 2.7) Регленд получил также, что $\frac{q_mB_0}{M} = fH^{-s}$, $\frac{u_mB_0}{H} = s$, $x_m = \psi H^p$. Значения f , s , ψ и p представлены в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Значения коэффициентов f , s , ψ , p

H м	Состояние устойчивости	f	s	ψ	p
200	Равновесное	0,056	1,02	5,90	1,35
	Слабо устойчивое	0,160	1,38	0,62	2,00
	Устойчивое	0,510	1,85	0,03	2,94
100	Сильно неустойчивое	0,058	1	4,00	1,10
	Неустойчивое	0,054	1	5,40	1,16
	Равновесное	0,040	1	10,90	1,28
	Слабо устойчивое	0,026	1	21,80	1,33
50	Сильно неустойчивое	0,005	0,41	91,00	0,48
	Неустойчивое	0,016	0,79	22,30	0,91
	Слабо неустойчивое	0,030	0,97	15,50	1,10
	Равновесное	0,220	1,63	1,77	1,83
	Слабо устойчивое	0,340	1,84	1,26	2,07
	Устойчивое	0,300	1,98	2,05	2,21

3.2. Линейные и наземные источники

В реальных условиях выброс примесей в атмосферу может осуществляться не только из источников точечного типа (дымовые и вентиляционные трубы, дефлекторы и т. п.), рассмотренных выше, но и от линейных источников. Последние стилизуют выбросы от потоков автомашин (Colder, 1973, и др.), а также от промышленных предприятий при вентиляции через аэрационные фонари, представляющие собой проемы в крышах корпусов большой протяженности. Длина таких фонарей на алюминиевых

заводах, например в Братске, достигает 600 м. Подобного типа аэрационные фонари используются для вентиляции цехов электроплавильных, химических и других предприятий.

Допустим, что 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 переход от концентрации q для точечного источника к концентрации q_x для линейного источника определяется соотношением

$$q_x(x, y, z) = \int_{L_1}^{L_2} q(a' - \eta \sin \beta, b' - \eta \cos \beta) d\eta. \quad (3.13)$$

Согласно Берлянду и др. (1974), после подстановки в (3.13) выражения (2.41) для q следует, что

$$q_x = \frac{M}{(1+n) k_1 \varphi_0 \sqrt{2\pi}} \int_{L_1}^{L_2} e^{-\frac{\alpha_1}{a' - \eta \sin \beta} - \frac{1}{2\varphi_0^2} \left(\frac{b' - \eta \cos \beta}{a' - \eta \sin \beta} \right)^2} \frac{d\eta}{(a' - \eta \sin \beta)^2}, \quad (3.14)$$

где

$$\alpha_1 = \frac{u_1 H^{1+n}}{(1+n)^2 k_1}.$$

После ряда преобразований имеем

$$q_x = \frac{1}{2} q_\infty e^{-\frac{\alpha_1 (1 - \cos \beta)}{x} + \frac{\alpha_1^2 \varphi_0^2 \sin^2 \beta}{2x^2}} (\operatorname{erf} t_2 - \operatorname{erf} t_1), \quad (3.15)$$

где

$$q_\infty = \frac{M}{k_1 (1+n) x} e^{-\frac{\alpha_1}{x}},$$

$$t_i = \frac{\varphi_0 \alpha_1 \sin \beta}{x \sqrt{2}} + \frac{x}{\varphi_0 \sqrt{2} \sin \beta (a' - L_i \sin \beta)} - \frac{\cos \beta}{\varphi_0 \sqrt{2} \sin \beta} \quad (i = 1, 2),$$

$$\operatorname{erf} t = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^t e^{-\xi^2} d\xi. \quad (3.16)$$

Если рассматривать источник с общей длиной $2l_0$, к которому ветер направлен перпендикулярно ($\beta = 0$), причем начало координат выбрано в центре источника, то

$$q_x = \frac{1}{2} q_\infty \left(\operatorname{erf} \frac{y + l_0}{\varphi_0 x \sqrt{2}} - \operatorname{erf} \frac{y - l_0}{\varphi_0 x \sqrt{2}} \right). \quad (3.17)$$

Для расчета рассеивания промышленных выбросов от линейных источников нужно учитывать также начальный подъем ΔH . В этих целях Берлянд и др. (1974) использовали результаты экспериментов в аэродинамической трубе (Абрамович, 1960), согласно которым для источника с прямоугольным сечением размером $l \times d$ величину ΔH можно определить по формуле, полученной для случая круглого сечения, но с эффективным радиусом $R_e = ld/(l+d)$, при условии, что средняя скорость уноса w_0 в обоих сечениях одинакова. Понятие эффективного радиуса обобщается и на случай достаточно длинного источника. При $l \gg d$, получим $R_e = d$.

Для приближенного определения наибольшей концентрации c_m от линейного источника в (3.13) подставляется выражение для концентрации от точечного источника $c = c_m s_1(x/x_m) s_2[u_m(y/x)^2]$ для $u = u_m$ в соответствии с (3.6) и (3.7) и аналогичное выражению для случая $u \neq u_m$. При этом используется указанное значение R_e и соответственно $V_{1e} = \pi R_e^2 w_0$.

Тогда для аэрационного фонаря, представляющего собой линейный источник длиной l с координатами его границ L_1 и L_2 по оси y , согласно (3.13) получаем, что

$$c_{\text{л}} = \frac{1}{l} c'_m \int_{L_1}^{L_2} s_1 \left(\frac{a' - \eta \sin \beta}{x'_m} \right) s_2 \left[u'_m \left(\frac{b' - \eta \cos \beta}{a' - \eta \sin \beta} \right)^2 \right] d\eta, \quad (3.18)$$

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.

Из формулы (3.18) следует, что концентрация по направлению ветра убывает значительно медленнее, чем в других направлениях. Поэтому наибольшие значения ее достигаются в случае, когда ветер направлен вдоль линии источника, т. е. при $\beta = 90^\circ$. Для этого случая максимум концентрации $c_{m, \text{л}}$ соответствующее ему расстояние $x_{m, \text{л}}$ от центра аэрационного фонаря и опасная скорость $u_{m, \text{л}}$ определяются соотношениями:

$$c_{m, \text{л}} = c'_m s_3(l/x'_m), \quad x_{m, \text{л}} = x'_{m, \text{л}} s_4(l/x'_m) + l/2, \\ u_{m, \text{л}} = u'_m \quad (3.19)$$

при интерполяционных выражениях:

$$s_3(\xi) = \frac{1 + 0,45\xi}{1 + 0,45\xi + 0,1\xi^2}, \quad s_4 = \frac{1}{1 + 0,6\xi}, \\ \xi = l/x'_m.$$

В случае когда ветер направлен перпендикулярно к линии источника ($\beta = 0$), концентрация в точке (x, y) при $u = u_m$ определяется по формуле

$$c_{\text{л}} = \frac{c'_m}{2} s_1(x/x'_m) \left[\left(1 + \frac{2y}{l}\right) s_5\left(\frac{x}{2y+l}, u'_m\right) + \right. \\ \left. + \left(1 - \frac{2y}{l}\right) s_5\left(\frac{x}{2y-l}, u'_m\right) \right], \quad (3.20)$$

где

$$s_5(\xi, u_m) = 0,6 \frac{\xi}{\sqrt{u_m}} \quad \text{при} \quad \frac{\xi^2}{u_m} < 0,5,$$

$$s_5(\xi, u_m) = \frac{1}{1 + 0,7 u_m / \xi^2} \quad \text{при} \quad \frac{\xi^2}{u_m} > 0,5.$$

В (3.20) для достаточно больших x ($x \gg l$) множитель в квадратных скобках практически равен $2s_2(|y|/x)$; тогда c_{π} совпадает с выражением для c_y от точечного источника.

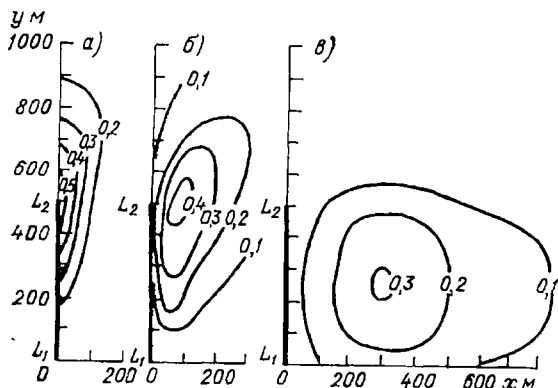


Рис. 3.4. Поле концентраций от линейного источника при $\beta=90^\circ$ (а), $\beta=30^\circ$ (б) и $\beta=0^\circ$ (в).

На рис. 3.4 представлены результаты расчета c_{π} при $l=500$ м и $u=2$ м/с. На этом рисунке изображены изолинии c_{π}/c'_m для трех направлений ветра. Из расчетов следует, что в случае, когда ветер направлен вдоль источника ($\beta=90^\circ$), максимум концентрации значительно больше, чем при других направлениях ветра. Чем меньше различаются направления ветра и линии источника, тем ближе к подветренному краю источника положение максимума концентрации и тем больше сам максимум.

Как и в случае точечных источников, по ожидаемым значениям скорости ветра и устойчивости атмосферы, а также по значению выброса с помощью приведенных формул можно определить прогнозируемые значения концентраций от линейных источников.

При анализе загрязнения воздуха значительное внимание привлекают случаи наземных источников, для которых отсутствует начальный подъем примеси. Такие источники возникают при разрыве трубопроводов, используемых, например, для транспортировки природного газа и аммиака. К ним относятся также автотранспорт, участки пролитых легкокипящих и летучих жидкостей (аммиака,

растворителей и т. п.), пруды-отстойники, некоторые промплощадки, карьеры и др.

Во многих случаях концентрация примеси от наземного источника может быть определена из приведенных выше формул без учета начального подъема ΔH , т. е. полагая в них высоту источника равной нулю.

В качестве наземного источника линейного типа нередко представляют совокупность автомашин, двигающихся вдоль улицы или автотрассы. Расчет концентрации q_n для него производится по формулам (3.15) и (3.17) при $\alpha_1 = 0$. В случае достаточно протяженного потока машин, когда его можно рассматривать как бесконечно длинный источник, при перпендикулярном направлении ветра ($\beta = 0$) в соответствии с работой Берлянда (1963)

$$q_n = \frac{a_1 M}{k_1 x} e^{-\frac{u_1 z^1 + n}{(1+n)^2 k_1 x}}, \quad (3.21)$$

где

$$a_1 = 1/(n + 1). \quad (3.22)$$

Берлянд и др. (1979а), Генихович и Чичерин (1979) получили решение для более общего случая изменения скорости ветра и коэффициента обмена k_z с высотой z согласно (2.8). Из него следует, что при учете логарифмического распределения u и при изменении k_z с z по модели с «изломом» на высоте приземного слоя вид выражения (3.21) для q_n сохраняется, но коэффициент a_1 определяется следующим образом:

$$\begin{aligned} a_1 &= 0,83 \quad \text{при} \quad \xi_1 < 0,57; \\ a_1 &= 0,5 + 0,44 \sqrt{\xi_1} \quad \text{при} \quad \xi_1 > 0,57. \end{aligned} \quad (3.23)$$

Здесь

$$\xi_1 = \frac{2\omega_z x}{u_1} \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0},$$

где ω_z — вертикальная составляющая угловой скорости вращения Земли. При этом в соответствии с (2.12) учтено, что $h = 0,05 k_1 / z_1 \omega_z$.

Из сопоставлений данных расчета концентрации по формуле (3.21) при значениях a_1 , определяемых по (3.22) при $n = 0,2$ и по (3.23), получены одинаковые результаты до расстояния $x_1 = \frac{0,207 u_1}{\omega_z \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}}$. Как видно, x_1 увеличивается с ростом u_1 . Для

$x > x_1$ использование (3.21) при (3.22) ведет к занижению q_n и более быстрому убыванию q_n с увеличением x .

В случае когда ось x , направленная по скорости ветра, составляет с автомагистралью угол α и начало координат совпадает с серединой линейного источника длиной L ,

$$q_n = 0 \quad \text{при} \quad x \leq -\frac{L}{2} \cos \alpha,$$

$$q_n = \frac{0,83M (\operatorname{erf} t_3 - \operatorname{erf} t_4)}{2k_1 |y \cos \alpha - x \sin \alpha|} \quad \text{при} \quad x > \frac{L}{2} \cos \alpha,$$

$$q_n = \frac{0,83M [1 - \operatorname{sign}(y - x \operatorname{tg} \alpha) \operatorname{erf} t_4]}{2k_1 |y \cos \alpha - x \sin \alpha|} \quad \text{при}$$

$$-\frac{L}{2} \cos \alpha < x < \frac{L}{2} \cos \alpha, \quad (3.24)$$

где

$$t_3 = \frac{y - \frac{L}{2} \sin \alpha}{\varphi_0 \sqrt{2} \left(x - \frac{L}{2} \cos \alpha\right)}, \quad t_4 = \frac{y + \frac{L}{2} \sin \alpha}{\varphi_0 \sqrt{2} \left(x + \frac{L}{2} \sin \alpha\right)}.$$

Здесь φ_0 — среднее квадратическое отклонение направления ветра.

В непосредственной близости от потока автомашин вследствие их движения несколько усиливается турбулентный обмен, что способствует перемешиванию выбрасываемой примеси в некотором начальном объеме. Протяженность последнего по вертикали примерно совпадает со средней высотой автомашин d . Изменение концентрации на высоте на краю автомагистрали приближенно определяется решением уравнения диффузии от линейного источника, соответствующим значению $x = x_0$, при котором концентрация на уровне d убывает в e раз по сравнению с наземной.

Из (3.21) и (3.22) для q_n получаем

$$x_0 = \frac{u_1 d^{1+n}}{(1+n)^2 k_1}. \quad (3.25)$$

Расчеты концентраций производятся для $x > x_0$.

При прогнозе загрязнения воздуха от автомашин следует иметь в виду, что их количество днем значительно увеличивается. Поэтому в дневное время могут наблюдаться наибольшие концентрации, несмотря на то, что для наземного источника неблагоприятная стратификация является инверсионной, большей частью соответствующей ночному времени. Иногда используются и другие сравнительно простые формулы для расчета концентраций от автомашин на автотрассах. Цимерман и Томпсон подготовили справочное пособие по расчету загрязнения воздуха от транспортных потоков (Zimmerman, Thomson, 1975). В работе Мана и др. (Munn et al., 1972) приводится формула Джонсона и др. для концентрации СО на городской улице, рассматриваемой как некий каньон (рис. 3.5). При этом выделяется подветренная и наветренная стороны улицы. Концентрация (млн^{-1}) от автомашин на подветрен-

ной и наветренной сторонах определяется соответственно по формулам

$$q_{\text{л}} = \frac{0,07N_1}{(0,5 + u_0)(2 + \sqrt{x^2 + z^2})}, \quad (3.26)$$

$$q_{\text{л}} = \frac{0,07N_1}{D_1(0,5 + u_0)}, \quad (3.27)$$

где N_1 — число автомашин в 1 ч, u_0 — скорость ветра (м/с) на уровне крыш, D_1 — ширина улицы (метры), x и z координаты точки наблюдения (метры).

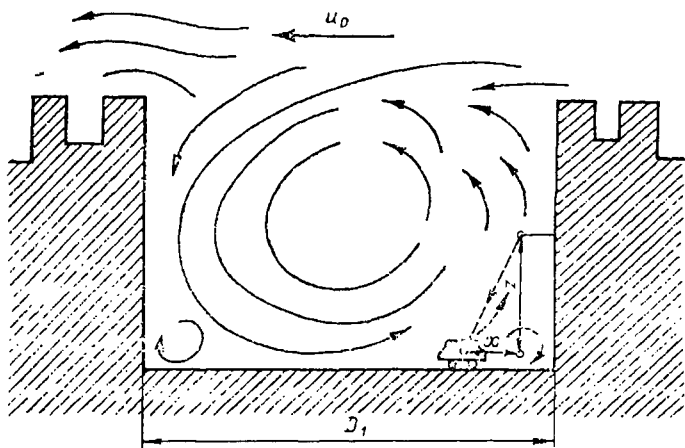


Рис. 3.5. Схема распространения выбросов от автомашин на улицах города.

Наземные источники, при строгом определении этого понятия, не имеют начального подъема, так как они относятся к фиксированной высоте $H=0$. В этом случае из формулы (3.21), а также из других аналогичных формул следует, что концентрация примеси неограниченно растет при убывании скорости ветра и коэффициента обмена до нуля. В этом заключается существенное отличие от случаев промышленных источников, для которых характерно наличие начального подъема ΔH . Именно вследствие того, что при $u \rightarrow 0$ значение $\Delta H \rightarrow \infty$, для промышленных источников значение опасной скорости ветра, соответствующее максимуму наземной концентрации, отлично от нуля, что позволяет нормировать выбросы.

Приведенные формулы для наземного источника не позволяют осуществлять нормирование, ибо из них следует, что при сколь угодно малой мощности источника в случае штиля и слабой турбулентности концентрация может быть больше любого наперед заданного уровня. Объясняется это тем, что данные формулы получены в результате решения уравнения диффузии для установившегося состояния без учета диффузии по направлению ветра.

В действительности, при малых скоростях ветра и малом коэффициенте турбулентности значительно возрастает продолжительность времени переноса примеси от источника до точки наблюдений. Это ведет к тому, что время установления процесса велико и требуется решение нестационарного уравнения диффузии. При таких условиях нельзя полагать, что параметры задачи, характеризующие метеорологические условия и выбросы, остаются неизменными в течение весьма длительного времени. Обычно в приземном слое полное безветрие или очень глубокие инверсии продолжаются всего лишь несколько часов. Часто ограничено и время действия источника. Например, в случае аварии газопровода утечка газа может быть приостановлена за 1—2 ч.

В работе Берлянда и др. (1977а) рассматривается общий подход к учету нестационарности распространения примесей от наземного источника в целях определения неблагоприятных метеорологических условий и разработки принципов регулирования выбросов при таких условиях.

Выражения для концентраций, отнесенные к $z=0$ и $y=0$, для точечного (q) и линейного (q') источников, записываются в следующем виде:

$$q = Mq_1(t, x, a_i), \quad q' = Mq'_1(t, x, a_i) \quad (i = 1, 2, \dots), \quad (3.28)$$

где q_1 и q'_1 — функции, которые находятся в результате решения нестационарного уравнения диффузии. В них, кроме t и x , выделены метеорологические параметры a_i , в том числе скорость ветра u_1 , высота приземного слоя h и коэффициент обмена k при $z \geq h$, а также безразмерные характеристики вертикальных профилей скорости ветра и коэффициентов диффузии. Значения этих параметров, при которых для данных t и x концентрация достигает максимума, устанавливается из условия

$$\frac{\partial q_1}{\partial a_i} = 0, \quad \frac{\partial q'_1}{\partial a_i} = 0 \quad (i = 1, 2, \dots). \quad (3.29)$$

На основании совместного решения системы (3.28) можно записать, что $u_m = u_m(t, x)$, $k_m = k_m(t, x)$, $h_m = h_m(t, x)$. Для других a_i аналогично: $a_{im} = a_{im}(t, x)$. Из соображений размерности следует, что

$$u_m = c_1 \frac{x}{t}, \quad k_m = c_2 \frac{x^2}{t}, \quad h_m = c_3 x, \quad (3.30)$$

где c_1, c_2, c_3 — постоянные.

Таким образом, для определенных значений t и x устанавливаются свои показатели неблагоприятных условий погоды. Так, при данном t и малых x опасными являются небольшие значения скорости ветра u_m и коэффициента обмена k_m . С ростом расстояния x от источника опасные значения u_m и k_m увеличиваются. Следует, однако, учитывать, что данное увеличение возможно в пределах реальных изменений рассматриваемых параметров u_1, k и др. Это

ведет к тому, что применимость полученных результатов при заданном времени t ограничена значениями $x < x_*$, где x_* определяется в зависимости от максимальных значений u_m , k_m , h_m и растёт при увеличении времени диффузии t .

При подстановке решения (3.29) в (3.28) находятся выражения для максимальных концентраций от точечного (q_m) и линейного (q'_m) источников. Из соображений размерности следует, что

$$q_m = \frac{A_1 M t}{x^3}, \quad q'_m = \frac{A_2 M t}{x^2}, \quad (3.31)$$

где A_1 и A_2 — постоянные.

Зависимость q_m и q'_m от x при фиксированном t , согласно (3.31), определяет огибающую кривую или мажоранту, под которой располагаются все значения концентраций наземного источника, рассчитанные для произвольных условий погоды. Из сказанного по поводу учета реально возможных изменений скорости ветра и параметров турбулентного обмена следует, что значения для наземной концентрации, получаемые по (3.31), нужно рассматривать как их оценку сверху.

В простейшем случае, при штиле и постоянных значениях коэффициентов турбулентности, получаем, что A_1 и c_2 в (3.31) и (3.30) определяются по формулам

$$A_1 = \frac{2\eta^2}{\pi} \operatorname{erf} \eta, \quad c_2 = \frac{1}{4\eta^2},$$

где η — корень уравнения $\sqrt{\pi} \eta^2 \operatorname{erf} \eta = \eta$. Согласно расчетам, $\eta = 0,84$ и тогда $A_1 = 0,11$, $c_2 = 0,35$. В случае линейного источника аналогично находятся: $A_2 = 0,17$ и $c_2 = 0,25$. Из выражения для q в случае слабого турбулентного обмена при $u \neq 0$ следует, что $c_1 = 1$.

В общем случае решение нестационарного уравнения диффузии с коэффициентами, зависящими от высоты, согласно (2.8), находится численно. При этом оказывается эффективным использование метода расщепления (Марчук, 1973), позволяющего свести сложную задачу решения уравнения с четырьмя переменными (время и пространственные координаты) к системе более простых уравнений с двумя переменными.

Согласно выполненным расчетам, получено, что в случае линейного источника с длительностью действия $T_u = 20$ с и при $u_1 = 2$ м/с, $k_1 = 0,2$ м/с, $h = 50$ м в зависимости q'/M от t выявляется отчетливый максимум. Соответствующее ему время t принимает разные значения для различных x . Так, при $x = 40$ м максимум достигается при $t = 32$ с, при x , равных 20 и 10 м, значения t соответственно равны 23 и 16 с. Однако максимальные значения q'/M уменьшаются с удалением от источника.

3.3. Прогноз интегральных характеристик загрязнения воздуха от площадного источника

В некоторых городах или отдельных районах города имеется сравнительно много однотипных источников с примерно одинаковой высотой H , о выбросах которых в отдельности нет достаточных сведений. Вместе с тем, приближенно известны их суммарные выбросы и ориентировочно можно установить начальный подъем для отдельных источников. Это характерно, например, для источников бытового отопления с большим числом дымовых труб, рассредоточенных по площади.

В этих случаях удобно составлять прогноз концентрации примеси для площадного источника высотой H и с начальным подъемом ΔH , как бы суммирующего действие совокупности отдельных источников точечного типа. Вместе с тем, рассматриваемые источники не должны располагаться друг к другу столь близко, чтобы требовался учет гидродинамического взаимодействия их дымовых факелов на участке начального подъема.

Иногда город можно представить в виде нескольких площадных источников, каждый из которых характеризуется группой источников, близких между собой по высоте и параметрам выброса. В таких случаях расчеты поля суммарной концентрации в городе производятся путем суперпозиции полей от отдельных источников.

В работе Берлянда и др. (1979б) получены формулы для предвычисления интегральных характеристик загрязнения воздуха от площадного источника на основании интегрирования по площади выражения типа (2.41) для q_T — концентрации от точечного источника. При этом полагается, что q_T соответствует источнику, расположенному в точке (x_u, y_u, H) , и определяется формулой

$$q_T = \frac{M}{\sigma_0 \sqrt{2\pi} (x - x_u)} e^{-\frac{(y - y_u)^2}{2\sigma_0^2 (x - x_u)^2}} q' (x - x_u), \quad (3.32)$$

где q' — концентрация от линейного источника, для которой на основе интерполяции численного решения определяется соотношение

$$q' = q'_m s'(g, v). \quad (3.33)$$

Здесь

$$q'_m = \frac{0,052}{u_1 H} \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}, \quad s'(g, v) = (g e^{1-g})^v,$$

$$g = x'_m / x, \quad v = \frac{1 + 1,1\xi}{1 + 2,2\xi},$$

где

$$x'_m = \frac{u_1 H (u + 4,7\xi)}{k_1 \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}}, \quad \xi = \frac{H}{h}.$$

Полагается, что рассматриваемый город имеет форму прямоугольника со сторонами L_1 и L_2 , соответственно вдоль и поперек направления ветра, а начало координат совпадает с серединой наветренной границы города. Тогда концентрация q_n от площадного источника определяется выражением

$$q_n(x, y) = \frac{M}{2} \int_{(x-L_1)}^x \frac{1}{\delta(x-L_1)} (\operatorname{erf} \eta_1 - \operatorname{erf} \eta_2) q'(\xi) d\xi, \quad (3.34)$$

где

$$\eta_1 = \frac{2y + L_1}{2\sqrt{2}\varphi_0\xi}, \quad \eta_2 = \frac{2y - L_1}{2\sqrt{2}\varphi_0\xi},$$

$\theta(x)$ — единичная функция, равная 1 и 0 соответственно при положительном и отрицательном аргументе.

Для части города, где $y < \frac{1}{2}s_e\sqrt{2}\varphi_0x$ (s_e является решением уравнения $\operatorname{erf} s_e = 1 - \epsilon$), выражение (3.34) упрощается и с погрешностью менее ϵ имеем

$$q_n = M \int_{(x-L_1)}^x \frac{1}{\delta(x-L_1)} q'(\xi) d\xi. \quad (3.35)$$

Подстановка (3.33) в (3.34) дает

$$q_n = \frac{M}{k_1} c(\xi) \left[\Phi_1\left(v, \frac{x}{x_m}\right) - \theta(x - L_1) \Phi_1\left(v, \frac{x - L_1}{x'_m}\right) \right], \quad (3.36)$$

где $c(\xi) = 0,21 + 0,24\xi$, а $\Phi_1(v, p)$ — аппроксимируется выражением

$$\Phi_1(v, p) = c_i(p/10)^{x_i}.$$

Здесь $i=1, 2$; причем $i=1$ относится к случаю $s < s_n$, $i=2$ — к случаю $s > s_n$, где

$$S_n = \left(\frac{c_2}{c_1} 10^{x_1 - 2x_2} \right)^{\frac{1}{x_1 - x_2}}, \quad c_1 = \frac{11}{1 + 1,2v}, \quad c_2 = \frac{14}{0,25 + v^2}, \quad x_1 = 0,1v^2 - 0,61v + 1,02, \quad x_2 = 0,3v^2 - 1,1v + 1,54.$$

Для рассмотренной аппроксимации степенными функциями $u = u_1 z^n$ и $k_2 = k_1 z$ (2.16) можно также использовать формулу (3.36), положив $v=1$ и $c(\xi) = \frac{1}{(1+n)e}$.

Средняя по площади источника концентрация $\bar{q}_n$ определяется соотношением:

$$\bar{q}_n = \frac{1}{L_1 L_2} \int_0^{L_1} dx \int_{-L_1/2}^{L_1/2} q_n(x, y) dy. \quad (3.37)$$

После подстановки (3.34) в (3.37) и некоторых упрощений получаем, что при $L_2/L_1 \geq s_e \sqrt{2\varphi_0}$

$$q_n = \frac{M}{k_1} c(\xi) [\Phi_2(v, a) - \gamma \Phi_2(v, a)], \quad (3.38)$$

где

$$\Phi_2(v, a) = \int_0^a \left(1 - \frac{t}{a}\right) s'(t, v) dt, \quad a = L_1/x'_m, \quad \gamma = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\varphi_0 L_1}{L_2}.$$

При подстановке $s'(t, v)$ из (3.33) в интеграл $\Phi_2(v, a)$, последний представляется аналитическим выражением типа (3.36), причем

$$c_1 = 4,32 - 1,11v - 0,23v^2, \quad c_2 = 85v^{-1,12};$$

$$\kappa_1 = 0,99 - 0,32v, \quad \kappa_2 = 0,88 - 0,54v.$$

Из приведенных формул для q_n и условия $\partial q_n / \partial x = 0$ находится выражение для максимальной концентрации $q_{n.m}$ по направлению x с учетом изменения высоты источника за счет начального подъема ΔH , как это сделано для точечного источника. Значение ΔH приближенно определяется по формуле (2.57) для отдельных источников, из которых состоит площадной источник.

Выполненные в работе Берлянда и др. (19796) расчеты позволили установить опасные значения скорости ветра u_1 и значение коэффициента обмена k_1 .

На рис. 3.6 для случая $L_2 \gg L_1$ представлена зависимость безразмерного максимума концентрации $\frac{1}{M} \bar{H} \omega_z q_{n.m}$ от безразмерного аргумента $\bar{x} = x/D$ при разных $\bar{H} = H/D$ и $\bar{L} = L/D$, где

$$D = \frac{v_{1m}}{2\omega_z \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}},$$

$\omega_z = \omega \sin \varphi$ (здесь ω — угловая скорость вращения Земли и φ — широта места), а также при разных значениях параметра f , определяемого по формуле (3.3), и параметра

$$b = \frac{gz_1 \delta T_a}{T_a v_{1m}} \ln \frac{z_1 + z_0}{z_0},$$

где δT_a — разность температур воздуха в слое 0,5—2 м. Кривые 1—4 относятся к протяженности города $\bar{L} = 10$, а 1а—4а — к $\bar{L} = 100$.

Из рис. 3.6 следует, что максимум $q_{n.m}$ достигается на некотором расстоянии от подветренной границы города. Вблизи наветренной стороны города наибольшие значения $q_{n.m}$, как и для концентрации от точечного источника, соответствуют значениям параметра b , характерным для неустойчивого состояния атмосферы. При больших $\bar{x}$ ($\bar{x} > 2$) условия, соответствующие более высоким концентрациям, становятся ближе к безразличной стратификации,

когда $b \approx 0$. Объясняется это тем, что при переходе от неустойчивого состояния атмосферы к безразличному скорость убывания концентрации q от элементарных источников, из которых состоит

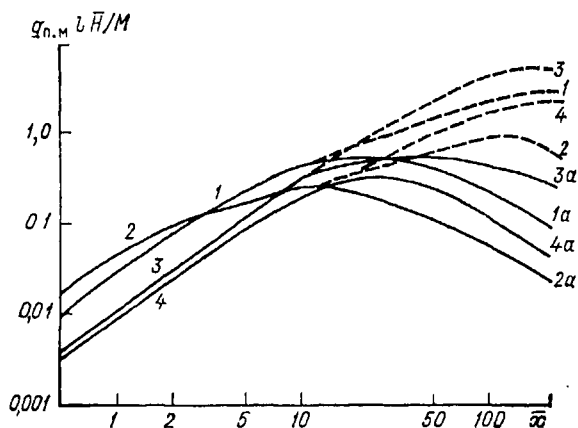


Рис. 3.6. Зависимость максимальных значений $q_{п.м} l \bar{H} / M$ от относительного расстояния $\bar{x}$ до наветренного края города протяженностью $\bar{L} = 10$ (а) и $\bar{L} = 100$ (б).

1) $\bar{H} = 0,015$, $f = 0$, $b = 0$, 2) $\bar{H} = 0,015$, $f = 0$, $b = -0,2$, 3) $\bar{H} = 0,050$, $f = 0$, $b = 0$, 4) $\bar{H} = 0,015$, $f = 100$, $b = 0$.

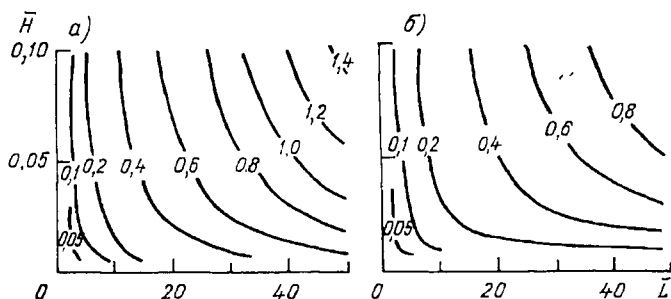


Рис. 3.7. Зависимость средних по городу значений $q_{п.м} l \bar{H} / M$ от относительных размеров города $\bar{L}$ при $f = 0$ для $b = 0$ (а) и $b = -0,2$ (б).

площадной источник, по достижении ее максимума начинает уменьшаться. При наложении распределений q от отдельных источников происходит смещение суммарного максимума $q_{п.м}$.

На рис. 3.7 даны зависимости средней по городу безразмерной величины $\frac{1}{M} \bar{q}_{п.м} l \bar{H}$ от параметра $\bar{L}$ при $f = 0$ и разных значениях $\bar{H}$ и b . Из рисунка следует, что $\bar{q}_{п.м}$ сравнительно мало зависит от значений b , соответствующих неустойчивой и безразличной стратификациям. По мере же увеличения размеров источника

влияние устойчивости атмосферы проявляется отчетливее. В случае аппроксимации $\bar{q}_{п.м}$ от H степенной функцией $H^{-\alpha'}$ оказывается, что $\alpha' < 1$ для малых H и $\alpha' \approx 1$ для сравнительно больших H . Опасные скорости ветра для средней по городу концентрации при $b > 0$ также сравнительно слабо зависят от распределения температуры воздуха с высотой и равны примерно $0,5v_{им}$.

В результате можно сделать вывод, что вблизи наветренной стороны города наибольшие значения концентрации достигаются при неустойчивой стратификации и скорости ветра, близкой к опасным скоростям для отдельных источников, из которых состоит площадной источник. С увеличением расстояния от наветренной стороны опасной становится безразличная стратификация, а затем и устойчивая в случае достаточно большого города. Опасная скорость при этом уменьшается.

Расчеты, выполненные для случая приподнятых инверсий, расположенных на уровне эффективной высоты источника, показывают, что для городов большого размера наземная концентрация от площадного источника может увеличиваться в 5—10 раз (Берлянд и др., 1984) по сравнению с соответствующей концентрацией при отсутствии приподнятой инверсии.

В работах Лукаса (Lukas, 1958), Миллера и Хольцворта (Miller, Holzworth, 1967), Ханна (Hanna, 1971) и др. также рассматривается город как совокупность мелких источников, сравнительно равномерно распределенных по площади. Суммарная концентрация у земной поверхности определяется ими в результате интегрирования по площади выражения для концентрации от точечного источника с некоторым средним значением эффективной высоты.

Обзор работ по изучению атмосферной диффузии сделал С. Ханна в книге под ред. Хаугена (Haugen, 1975).

Махони и Иган (Mahoney, Egan, 1972) теоретически исследовали влияние основных метеорологических факторов на концентрацию примеси в городе для оценки концентрации от совокупности автомашин, стилизованной площадным источником.

Сепеши (Szepesi, 1984) и др. выделяют в городе два типа источников: 1) сравнительно низкие источники, высотой менее 50 м, которые в совокупности рассматриваются как площадной источник; 2) отдельные источники высотой более 50 м.

Гиффорд и Ханна (Gifford, Hanna, 1973) полагают, что в городе среднюю концентрацию $q_{п}$ от площадного источника мощностью M за длительный период времени можно определить по формуле

$$q_{п} = \frac{CM}{u} + q_{ф}, \quad (3.39)$$

где u — средняя скорость ветра, C — эмпирическая константа, $q_{ф}$ — фоновая концентрация. По данным наблюдений за концентрацией $q_{п}$ в 24 городах США получено, что C изменяется от 7 до 218, если выразить $q_{п}$ в $мг/м^3$, M в $мкг/м^2$ и u в $м/с$. При расчете поля среднегодовых концентраций во Франкфурте (ФРГ) Ханна

и Гиффорд (Hanna, Gifford, 1977) получили, что $q_{\Phi}=0,05$ мг/м³ и $C=50$. Выбросы из источников осреднялись по квадратам площадью 16 км². Рассчитанные концентрации сравнивались с данными наблюдений в пунктах города. Коэффициент корреляции между данными расчета и наблюдений составил 0,83. Выделение нескольких отдельных источников большой мощности существенных уточнений не дало.

В работе Ханна (Hanna, 1978) дается теоретическая оценка величины C . С этой целью определяется наземная концентрация от площадного источника посредством интегрирования гауссового выражения для концентрации от наземного точечного источника по площади неограниченных размеров:

$$q_{\pi} = \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{M}{\pi u \sigma_y \sigma_z} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} dx dy$$

или приближенно

$$q_{\pi} = \frac{1}{u} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} \frac{M}{\sigma_z} dx,$$

где $\sigma_z = b_1 x^{\beta_1}$ (см. (2.51)).

В соответствии с работой Гиффорда и Ханна (Gifford, Hanna, 1973) полагается, что на концентрацию q_{π} оказывают основное влияние источники, расположенные в центре площади, и их мощность принимается за M . Тогда при длине города по x , равном L_1

$$q_{\pi} = \frac{ML_1}{\sqrt{2\pi} \sigma_z (L_1/2) (1 - \beta_1)}.$$

При $\beta_1=0,8$

$$q_{\pi} = \frac{2ML_1}{\sigma_z (L_1/2)}.$$

Полученные значения C в зависимости от L_1 при различной стратификации даны в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Значения C при различной стратификации

Стратификация	$L_1/2$ км		
	1	10	100
Сильно устойчивая	41	51	63
Неустойчивая	46	63	87
Равновесная	73	115	182
Класс 5 (по Пэсквиллу)	121	215	380
Устойчивая	341	662	1301

Гиффорд и Ханна по данным наблюдений за концентрациями примесей установили также суточный ход коэффициента C .

3.4. Совокупность рассредоточенных источников

При прогнозе 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 Берлянд и Оникул (1968) развили другой, более эффективный подход. Для расчета концентрации использовалась зависимость, согласно которой с увеличением расстояния от источника по направлению ветра концентрация убывает значительно медленнее, чем в других направлениях. Поэтому если несколько источников группируются вблизи одной прямой, то наибольшая концентрация будет в случаях направления ветра вдоль этой прямой. На этом основании при отыскании максимальных концентраций целесообразно производить расчеты только для направлений ветра вдоль линий, соединяющих основные по мощности и сравнительно удаленные один от другого источники. При каждом направлении ветра определяются положения точек, соответствующие максимальным концентрациям от каждого отдельного источника. Затем для этих точек производится вычисление суммарной концентрации при средневзвешенной опасной скорости ветра $u_{м.с}$, которую приближенно можно определить по формуле

$$u_{м.с} = \frac{\sum_{i=1}^N c_{mi} u_{mi}}{\sum_{i=1}^N c_{mi}}, \quad (3.40)$$

где N — общее число источников, c_{mi} и u_{mi} — значения максимальной концентрации и опасной скорости ветра для i -го источника.

Многочисленные примеры расчета показывают, что положение суммарного максимума практически близко к одной из указанных точек. В некоторых случаях, когда опасная скорость ветра для отдельных наиболее мощных 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 случае большого числа рассредоточенных источников существенное значение приобретает суммирование концентраций на сравнительно больших расстояниях от них. При этом заведомо недостаточно выполнять расчет для средневзвешенной величины опасной скорости (3.40). Следует учесть, что для каждого x имеется своя опасная скорость, т. е. в зависимости концентрации от скорости ветра u имеется определенное значение максимума и соответствующее ему значение u_{mx} . Для больших x оно может существенно отличаться от u_m , которая определена для $x = x_m$.

Этот вопрос подробно рассмотрен в работе Берлянда и др. (19776). В ней опасная скорость u_{mx} для каждого x определяется из условия экстремума концентрации типа (3.1), при котором равна нулю производная по u от концентрации $c = c_{mu} s_1(x/x_{mu})$ (см. (3.6)), где $c_{mu} = r c_m$, $x_{mu} = p x_m$, а r и p являются функциями от u/u_m . Полученные значения u_{mx} и соответствующие максимумы концентрации c_{mx} связываются с u_m и c_m соотношениями

$$u_{mx} = f_1 u_m, \quad c_{mx} = f_2 c_m,$$

где f_1 и f_2 — функции, зависящие от x/x_m . Они устанавливаются в диапазоне реально возможных изменений u/u_m , обычно в пределах от 0,25 до 10.

Из анализа выполненных расчетов следует, что при $x < x_m$ практически u_{mx} совпадает с u_m , а при $x > x_m$ различие между ними с увеличением x возрастает, но остается несущественным до $x = 8x_m$. При больших x эти различия в опасных скоростях и в соответствующих им концентрациях становятся значительными. Например, c_{mx} больше $c|_{u=u_m}$ для легкой примеси в 1,8 раза при $x/x_m = 18$, а для тяжелой примеси в 3 раза при $x/x_m = 25$.

Зависимость c от u также отличается для разных x/x_m . При сравнительно небольших значениях x/x_m для нее характерно наличие отчетливого максимума. С ростом x/x_m эта зависимость ослабевает, а при достаточно больших x/x_m становится бимодальной. Если выделить диапазоны изменений u/u_m , где c отличается от c_{mx} в пределах 25 %, то, согласно расчетам, при $x < 8x_m$ имеется два таких диапазона. Первый из них (0,25—0,5) сравнительно узкий и относится к слабым ветрам, другой значительно более широкий (0,8—10).

При рассмотрении низких источников с малыми x_m отмеченный эффект может проявиться уже на расстояниях до 1 км и является существенным при наличии в пределах города или крупной промышленной площадки большого числа таких источников даже малой мощности. Для источников с высотой труб $H > 200$ м и соответственно $x_m > 4$ км, этот эффект характерен только для расстояний $x > 30$ км, где оценка степени загрязнения воздуха требуется редко.

На основании изложенного можно сделать вывод, что в случае большого числа источников для данного x аналогично (3.40)

можно ввести модифицированное выражение для средневзвешенного значения опасной скорости ветра

$$u_{мс} = \sum_{i=1}^N (u_{ми} c_{ми}) / \sum_{i=1}^N c_{ми}. \quad (3.41)$$

Из анализа структуры (3.41) и данных вычислений по этой формуле следует, что на малых расстояниях от источников получаются примерно такие же результаты, что и при использовании выражения (3.40) для $u_{мс}$. В случаях больших расстояний расчет по (3.41) дает такое же поле максимальных концентраций, как и при весьма детальном переборе скоростей ветра.

С расчетом поля концентрации примеси от многих источников связаны вопросы математического моделирования загрязнения воздуха в городах.

Рассмотренные 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 эти методы могут быть перенесены на городские условия с учетом наличия застройки и характерных особенностей метеорологического режима. Ответ на него тем более существен, что полученные результаты исследований атмосферной диффузии необходимы в первую очередь для характеристики загрязнения воздуха населенных пунктов, для оценки и обеспечения чистоты воздуха жилых районов.

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 приведенных 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 условия, при которых распределение температуры, скорости ветра, а следовательно, и коэффициента турбулентности близко к распределению их 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 приподнятых источников. Анализ показывает, что вертикальный профиль концентрации примесей с уда-

лением от источника трансформируется таким образом, что в зоне, где достигается наземный максимум концентрации, примесь распределяется почти равномерно по высоте. Следовательно, если застройка и изменяет 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. Здесь при одних направлениях ветра измерения концентрации примеси, выбрасываемой из труб ТЭС, проводились в городе, а при других направлениях — в открытой местности. Полученные результаты показали, что влияние города было несущественным (Берлянд, 1970а, б). Некоторым подтверждением этому могут служить также экспериментальные работы по изучению распространения трассеров в городских условиях, проводившиеся в Сент-Луисе (США) (Pooler, 1966). Эти работы показали, что в течение дня дисперсии примеси в горизонтальном и вертикальном направлениях на расстоянии 15 км от источника трассера над городом и за городом мало отличаются между собой. Однако для малых высот (это следует учитывать 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 (Graham, 1968).

Таким образом, для условий города можно использовать в первом приближении формулы для определения концентрации примеси на ровном месте.

В соответствии с изложенными принципами Грачева и др. (1969), Зашихин и др. (1975), Оникул и Кончан (1983) разработали программы для ЭВМ, которые позволяют производить расчеты для сотен и тысяч источников.

На рис. 3.8—3.10 представлены результаты расчета максимальных концентраций СО и NO₂ при неблагоприятных метеорологических условиях для некоторого модельного города в соответствии с работой Берлянда и др. (1979б). Главными высотными источниками в этом городе являются трубы двух металлургических заводов (МЗ1 и МЗ2), нефтеперерабатывающего завода (НПЗ), мощной ТЭС, ТЭЦ и 15 наиболее крупных котельных. Суммарные по городу выбросы от высотных источников по СО составят 2,58 кг/с, а по NO₂ — 0,93 кг/с. Кроме того, воздух города загрязнен выбросами СО и NO₂ от автотранспорта. При этом выделено четыре типа магистралей: А — шоссе, проходящее через город, Б — основные магистрали в жилых кварталах, В — улицы в жилых кварталах, Г — дороги от промышленных предприятий. Мощность выбросов M от магистралей зависит от количества проходящих автомашин в единицу времени, типа автомашин (легковые, грузовые, автобусы), от скорости их движения. Характеристики автомагистралей в городе и значения мощности выбросов автотранспорта представлены в табл. 3.3. Суммарные выбросы от автотранспорта в городе составляют по СО — 18 кг/с, а NO₂ — 0,16 кг/с.

Расчет загрязнения воздуха от автотранспорта на отдельных автомагистралях выполнялся по формулам п. 3.3.

На рис. 3.8—3.10 показано расположение высотных источников и автомагистралей, а также результаты предвычисления наибольших концентраций СО и NO₂ при неблагоприятных метеорологических условиях — летом, в дневное время. Рисунок 3.8 относится к случаю выбросов только высотных источников, рис. 3.9 — только автотранспорта, рис. 3.10 — к их совместному действию.

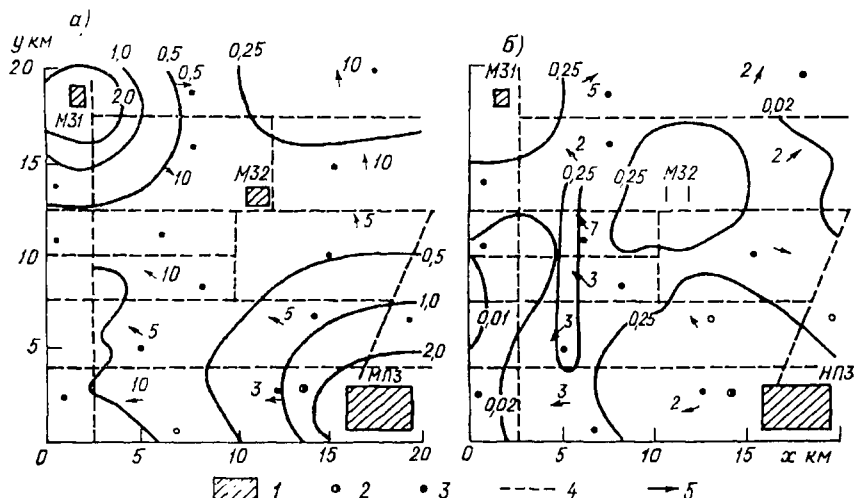


Рис. 3.8. Распределение концентраций СО (а) и NO₂ (б) в городе от промышленных источников.

1 — предприятия, 2 — крупная ТЭС, 3 — ТЭЦ и котельные, 4 — автомагистрали, 5 — направление и скорость ветра (м/с), соответствующие максимуму концентрации в данной точке.

Из рис. 3.8 следует, что от действия высотных источников можно ожидать сравнительно большие концентрации СО только в отдельных районах. В частности, под факелом металлургического завода М31 она составляет 15 мг/м³, а нефтеперерабатывающего

Таблица 3.3

Характеристика автомагистралей и их выбросов

Тип магистрали	Общая протя- женность ма- гистрали, км	Число автомашин в 1 ч			Средняя скорость дви- жения, км/ч	М г/(с·км)	
		легковых	грузовых	автобусов		СО	NO ₂
А	20,0	1500	400	100	50	15,0	2,7
Б	45,5	420	140	140	30	16,0	1,0
В	35,5	300	100	100	30	11,0	0,7
Г	25,5	50	400	50	40	13,3	1,3

НПЗ — 3 мг/м³. В большей части города концентрация СО сравнительно невелика и находится в пределах 0,25—0,45 мг/м³. К неблагоприятным метеорологическим условиям в районе предприятий относится скорость ветра от 0,5 до 3 м/с, а в жилых районах при направлении ветра с НПЗ и при больших скоростях его (до 10 м/с).

Согласно рис. 3.9, наибольшее загрязнение воздуха от автомашин отмечается вдоль шоссе, особенно на перекрестках. Здесь оно

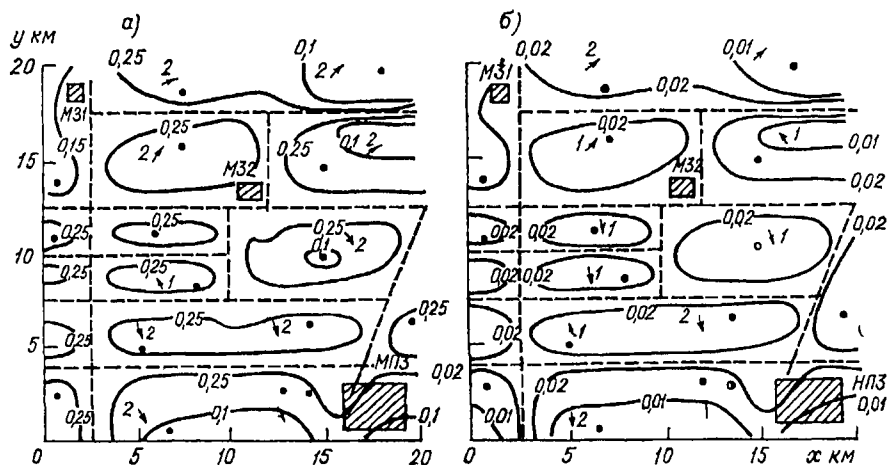


Рис. 3.9. Распределение концентраций СО (а) и NO₂ (б) от автомагистралей города.

Усл. обозначения см. рис. 3.8.

в несколько десятков раз больше, чем в жилых кварталах, где концентрация составляет 0,1—0,2 мг/м³. Максимальные концентрации наблюдаются при скоростях ветра 1—2 м/с.

Из рис. 3.10 следует, что в целом по городу, за исключением узких зон, примыкающих к автомагистралям, концентрации СО и NO₂ от промышленных источников существенно больше, чем от автотранспорта. Наибольшие концентрации отмечаются при скоростях ветра 0,5—5 м/с, но в основном при 2—3 м/с.

Вследствие большой 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, в работах Тарнера (Turner, 1963, Пулера (Pooler, 1966) и др. город разбивается сеткой на квадраты и для каждого из них дается примерная оценка суммарного выброса вредных веществ. Затем для города рассчитывается суммарная концентрация выбросов у земной поверхности при условии, что высота источников и их начальный подъем одинаковы для всего города.

В докладах на симпозиуме по моделированию загрязнения воздуха (Stern, 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.). В работе Брингфелта (Bringfelt, 1978) по аналогии с работой Фортака произведены расчеты концентрации SO_2 в районе Стокгольма и смежных с ним городов от 350 сравнительно крупных точечных источников и 17 000 мелких источников, объединенных в площадные, а также концентрации CO от транспортных потоков на улицах.

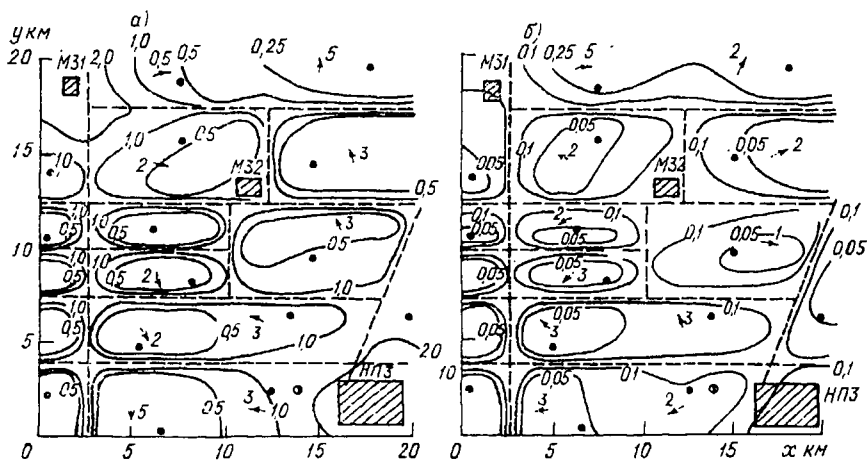


Рис. 3.10. Распределение концентраций CO (а) и NO_2 (б) от всех источников города.

Усл. обозначения см. рис. 3.8.

Прам и Христенсен (Prahm, Christensen, 1977) отметили, что в работах, где используется гауссово распределение концентрации от источников, имеет место существенное расхождение между расчетными и экспериментальными данными. Оно довольно велико при сравнительно коротком периоде осреднения концентрации и меньше при осреднении за длительное время. По этой причине авторы выполнили расчет поля средней концентрации SO_2 в Копенгагене за период 3 месяца. Отдельно выделены высокие трубы, а остальные источники осреднялись по квадратам со стороной 1 км. Сравнение результатов расчета с данными измерений на 24 станциях, размещенных на площади 500 км^2 показало удовлетворительное согласование. В работе Ли и Гудина (Liu, Goodin, 1976) разработана численная модель распространения в городе окиси углерода, обусловленной в основном выбросами автомашин, и сопоставлены полученные результаты с данными измерений на ряде пунктов в Лос-Анджелесе.

В США некоторыми организациями разработан ряд оперативных схем численного прогноза загрязнения воздуха, в частности Управлением охраны воздуха в штате Техас и Лабораторией атмосферных ресурсов в штате Мэриленд.

Рао и Стивенс (Rao, Stevens, 1983) разработали модель загрязнения воздуха при эпизодах (опасных метеорологических условиях), в основу которой положена схема расчета поля концентраций примеси от источников, полученная в результате решения уравнения атмосферной диффузии (K -теория). Расчетные формулы в ней сведены к выражениям типа гауссовых формул с учетом известных коэффициентов дисперсии, определяемых в зависимости от состояния классов устойчивости атмосферы (см. п. 2.3). В модель включены точечные высотные и площадные наземные источники. Расчет поля концентраций от совокупности источников основан на принципе суперпозиции. Влияние рельефа не учитывается. Общее число точечных источников может достигать 300, а площадных — 50. Расчет среднечасовых концентраций выполняется для сетки из 2500 точек (50×50) на площади, линейные размеры которой по направлению ветра составляют до 60 км.

В качестве входной информации используются прогностические данные о среднечасовом значении направления и скорости ветра, а также о высоте слоя перемешивания, которая определяется как высота нижней границы приподнятой инверсии. Кроме того, учитывается ожидаемый класс устойчивости атмосферы. Для прогноза концентрации примеси на срок до 24 ч расчеты выполняются на ЭВМ.

Некоторые общие положения построения математических моделей загрязнения в городах были рассмотрены Гиффордом в Технической записке ВМО (Munn et al., 1972).

Во многих из рассмотренных работ из-за сложности задачи предложенные схемы расчета основываются 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 связи со сказанным выше представляется весьма перспективным.

3.5. Сочетание численных и статистических методов прогноза

Для прогноза загрязнения воздуха от отдельных и группы источников используются и непосредственные методы численного интегрирования уравнения атмосферной диффузии. Таковы, в частности, подход Рунка и др., развитый в применении к прогнозу концентрации двуокиси серы для района Венецианской лагуны (Rupca et al, 1979), и подход Мелли и Фронза — для долины

р. По (Melli, Fronza, 1981). В основу таких подходов положено решение уравнения турбулентной диффузии примеси с учетом нестационарного члена

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + k_x \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + S(x, y, z) \quad (3.42)$$

для начальных и граничных условий:

$$q = 0 \quad \text{при } t = 0,$$

$$k_z \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = 0 \text{ и } z = H_1.$$

В (3.42) скорость ветра и составляющие коэффициенты обмена k_x , k_y , k_z рассматриваются как функции показателя устойчивости атмосферы $s(t)$. Последний определен (см. п. 2.3, табл. 2.1) в соответствии с шестью (1—6) классами устойчивости по Пэсквиллу, где 1-й класс относится к сильной неустойчивости, а 6-й — к предельной устойчивости. Скорость ветра задается степенной функцией: $u = u_1 (z/z_1)^n$, причем полагается $n = \alpha[s(t)]$. Коэффициент k_z , согласно работе Шири и Ши (Shir, Shieh, 1974), задается как

$$k_z = k_1 [s(t)] \frac{z}{z_1} e^{-\rho_1 [s(t)] \frac{z-z_1}{H_1}}.$$

Принимается $k_x = k_y$. Значения k_x , k_y и k_z при $z = z_1$, а также α и ρ_1 в зависимости от $s(t)$ приведены в табл. 3.4. Величины H_1 — высота слоя интегрирования, $S(x, y, z)$ — функция источника.

Таблица 3.4

Значения параметров α , ρ_1 , k_x , k_y , k_z

Класс $s(t)$	$\alpha [s(t)]$	$\rho_1 [s(t)]$	$k_x, k_y \text{ м}^2/\text{с}$	$k_z \text{ м}^2/\text{с}$
1	0,05	6	250	45
2	0,1	6	100	15
3	0,2	4	30	6
4	0,3	4	10	2
5	0,4	2	3	0,4
6	0,5	2	1	0,2

В конкретном случае Венецианской лагуны источники сосредоточены в индустриальном районе на площади около 20 км². Здесь суммарный выброс SO₂ за год составляет 160 тыс. т от предприятий и 10 тыс. т от бытового отопления.

Уравнение (3.42) интегрируется численно без учета начального подъема примеси. Для этой цели используются методы расщепления Кренка и Никольсона и др., что позволило снизить влияние так называемой счетной вязкости, повысить точность конечно-разностной аппроксимации и экономно расходовать машинное время счета.

Таким образом, практическая схема состоит в непосредственном интегрировании нестационарного трехмерного уравнения диффузии с учетом конкретной площади размещения источников и в определении ожидаемой концентрации в интересующих точках.

Следует отметить, что при современных возможностях определения параметров, содержащихся в рассматриваемом уравнении и граничных условиях, данная задача может быть сведена к квазистационарной постановке и двумерному уравнению, как это сделано выше в соответствии, например, с работами Берлянда и др. (1964, 1965). Излишнее усложнение задачи привело к тому, что в рассматриваемой работе Рунка и др. удалось провести вычисления только для весьма редкой сетки точек — $10 \times 12 \times 7$ и, следовательно, при довольно крупных шагах как по вертикали, так и по горизонтали.

В районе Венецианской лагуны, для которой велись расчеты, размещена автоматизированная система контроля загрязнения воздуха (АСКЗВ), включающая 24 станции непрерывного измерения концентрации SO_2 и метеорологическую станцию, на которой ведутся наблюдения за скоростью и направлением ветра на высоте 15 м и другими характеристиками погоды. Результаты наблюдений используются для составления прогнозов. Результаты прогнозов сопоставляются с фактическими данными. Отмечается хорошее согласование между ними в случаях со сравнительно низкими и средними уровнями загрязнения воздуха и существенное различие в наиболее важных случаях — эпизодах со значительными концентрациями SO_2 .

Фронза и др. (Fronza, 1979) предложили способ корректировки полученного решения за счет исключения из него «шумов». Для данной цели они использовали метод фильтрации Калмана (см. п. 4.3). Этот способ дает возможность уточнять прогноз концентрации на каждом шаге по времени за счет фактических изменений ее к началу смога. Однако такая процедура значительно сокращает заблаговременность прогноза (в данной работе до 4 ч). Вместе с тем, как отмечают авторы, им удалось получить хорошее согласование между данными расчета и наблюдений для имевших место эпизодов повышенного загрязнения воздуха.

В долине р. По на площади 10×10 км размещено 10 пунктов наблюдений за концентрацией SO_2 . Основным источником загрязнения воздуха здесь является тепловая электростанция мощностью 320 МВт с дымовой трубой высотой 120 м. На рис. 3.11 представлены результаты прогнозов на двухчасовой срок и данные наблюдений на двух пунктах в течение суток 25 мая 1973 г. В эти сутки отмечался эпизод с резким повышением концентрации SO_2 , который был предсказан по исходным данным. Аналогичные результаты были получены и на двух других пунктах. Коэффициент корреляции между данными измерений и прогноза по четырем пунктам в среднем за сутки составил 0,59—0,95 при использовании модели, основанной на решении уравнения диффузии, и 0,66—0,91 при корректировке этого решения с помощью фильтра Калмана.

Авторы отмечают, что в этих случаях использование фильтра Калмана не дало ожидаемого улучшения прогноза.

Аналогичное сочетание численного способа прогноза, основанного на интегрировании уравнения диффузии, и чисто статистического метода с применением фильтра Калмана используется в работе Ошима и др. (Oshima et al., 1978). Эффективность такого сочетания в сильной степени связана с наличием в исследуемом районе АСКЗВ, позволяющей обеспечить оперативное получение ис-

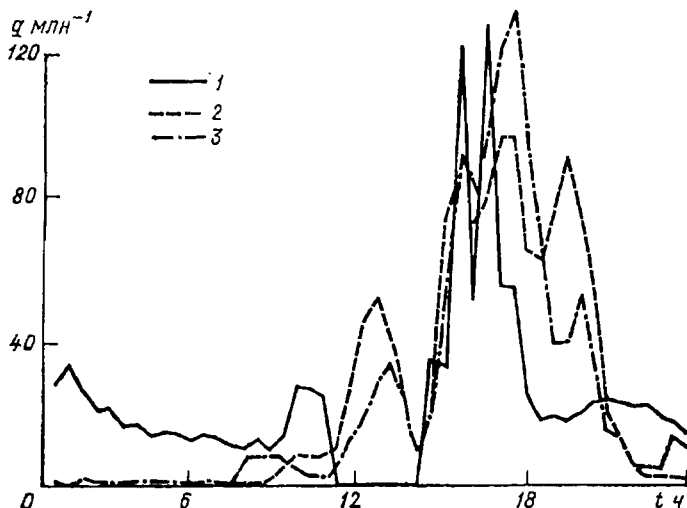


Рис. 3.11. Результаты прогноза на 2 ч и данные измерений на пункте наблюдений.

1 — данные измерений, 2 — прогноз только по K-модели, 3 — прогноз с учетом фильтра Калмана.

ходной информации для суточного прогноза. В целом вопрос о сочетании физически обоснованного и статистического методов прогноза представляется весьма перспективным. В общем случае может идти речь об использовании статистических методов, рассматриваемых в гл. 4, для определения фоновое загрязнения воздуха в городе в среднем за сутки. Численные методы позволяют уточнить прогноз на более короткие сроки в пределах суток для отдельных районов города. Вместе с тем, при наличии АСКЗВ возможно в свою очередь уточнение численного прогноза за счет фильтрации некоторых данных, как и сделано Фронза и др. (Fronza et al., 1979). Численное интегрирование уравнения диффузии с использованием параметров моделирования пограничного слоя атмосферы при учете статистических исследований загрязнения воздуха выполняется также в работах Берже и др. (Berger et al., 1980), Демута и др. (Demuth et al., 1981), а также в других работах.

3.6. Учет аномалий в вертикальном профиле скорости ветра и прогноз загрязнения воздуха при штиле

Прогноз загрязнения воздуха при аномальных условиях распределения скорости ветра с высотой осуществляется по данным об ожидаемом выбросе и характеристиках этих условий в соответствии с результатами п. 2.9.

На значение приземной концентрации сравнительно мало влияет отклонение в вертикальном профиле ветра от логарифмического, отмечающееся выше приземного слоя. При этом оно оказывается большим при ослаблении ветра, чем при его усилении. Учесть эти аномалии можно сравнительно просто. Для этого достаточно определить значение изменения средней по высоте скорости ветра в рассматриваемом слое и принять его в качестве поправочного множителя к расчетному значению скорости. В случаях когда необходим более детальный учет указанных отклонений, а также когда аномалии отмечаются в приземном слое, можно использовать результаты расчетов типа приведенных на рис. 2.10.

Если в приземном слое ветер резко уменьшается практически до штиля, то приземные концентрации примесей весьма существенно увеличиваются. В этом случае важно учесть высоту штилевого слоя, расположение по отношению к нему уровня источника и характер распределения температуры с высотой. Необходимо различать условия, когда возникновение штилевого слоя сопровождается падением температуры (например, днем) или ее инверсией (например, ночью).

Если эффективный уровень источника с учетом начального подъема примеси расположен над штилевым слоем, то большие концентрации будут при падении температуры воздуха с высотой.

Из рис. 2.10 следует, что когда слой с ослабленной скоростью ветра расположен на некоторой высоте, то, чем больше эта высота, тем слабее уменьшение приземной концентрации. Например, при штиле у земной поверхности в слое воздуха толщиной 30 м максимум наземной концентрации (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 максимума концентрации составляет только 35 %.

В случае когда высота штилевого слоя достаточно большая и отсутствует инверсия температуры, а также когда в этом слое не только располагаются сами источники, но и распределяется в нем основная часть примеси от этих источников, расчет концентрации производят по формулам (2.60)—(2.62). Оценку возможного возрастания приземной концентрации примеси, обусловленного возникновением штиля, осуществляют путем сопоставления результатов расчетов q_m , полученных по формуле (2.61) при $u=0$,

и q_m , полученных по аналогичной формуле (2.42) при $u \neq 0$. Для $\gamma = q_m|_{u \neq 0} / q_m|_{u=0}$ из этих формул следует, что

$$\gamma = \frac{0,432\pi\beta^4}{\varphi_0 u_1^2}. \quad (3.43)$$

При этом предполагается, что (2.42) определена для сравнительно малых скоростей. Тогда коэффициенты k_1 в (2.61) и (2.42) примерно одинаковы. Поскольку, согласно сказанному, 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 k_1/β остаются примерно постоянными. Из обработки данных наблюдений, рассмотренных в п. 3.4, следует, что $k_1/\beta \approx 0,5 \text{ м}^{3/2}/\text{с}^{1/2}$. Поэтому приближенно можно положить, что $\beta \approx 2k_1$ (в той же системе единиц). Тогда получим $\gamma \approx 11 \times (k_1/\sqrt{u_1})^3$.

При значениях $u_1 = 1 \text{ м/с}$ и $k_1 \approx 0,15 \text{ м/с}$, характерных для условий конвекции, $\gamma \approx 0,04$, т. е. концентрации при такой скорости ветра примерно в 25 раз меньше, чем при штиле. Однако с уменьшением u_1 значение γ быстро возрастает. Можно установить некоторую скорость ветра $u_1 = u_0$, при которой $\gamma = 1$, т. е. достигается предельное значение максимальной концентрации. Очевидно, что расчет концентрации $q_m|_{u \neq 0}$ по формуле (2.41) для скоростей ветра $u_1 < u_0$ не имеет смысла. Для указанных значений k_1 получено, что $u_0 \approx 0,1 \text{ м/с}$. Полученные результаты развиты в работе Берже и др. (1980).

3.7. Учет приподнятой инверсии и ее сочетания со штилем

При прогнозе образования приподнятой инверсии температуры над источником ожидаемое увеличение концентрации примеси определяется на основе выводов и результатов расчета, приведенных в п. 2.10. В соответствии с ними в работах Берлянда и др. (1963, 1964а) были выполнены расчеты концентраций для характерных профилей коэффициента обмена k_z , указанных на рис. 3.12, при изменении скорости ветра по логарифмическому закону.

В табл. 3.5 приводятся значения концентрации s (см. формулу (2.26)), пропорциональной наземной концентрации, а также отно-

Таблица 3.5

Значения концентрации s и отношения концентрации R'

Профиль по рис.3.12	$H \text{ м}$	Величина	$x \text{ км}$					
			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

Профиль	H_m	Величина	x км							
			1	2	3	4	5	10	20	30
I	120	s	60	98	116	122	121	96	65	51
		R'	1,50	1,55	1,59	1,62	1,68	1,92	2,32	2,68

шения R' наземных концентраций при наличии и отсутствии задерживающего (инверсионного) слоя для $u_1 = 4$ м/с.

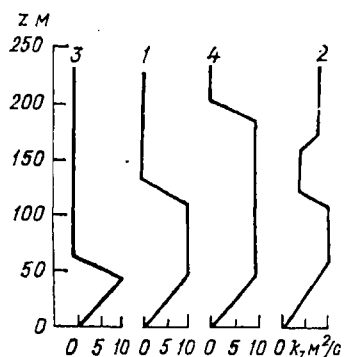


Рис. 3.12. Вертикальные профили k_z в зависимости от расположения слоев инверсии.

Характерные особенности профилей k_z , использованных для расчета данных табл. 3.5, обуславливаются расположением задерживающего слоя с резко ослабленной турбулентностью непосредственно над источником. Приведенные данные указывают на увеличение приземной концентрации при наличии приподнятой инверсии, которое усиливается с ростом x . Увеличение концентрации особенно значительно на больших расстояниях от источника. Таким образом, если ожидается, что слой с инверсией температуры будет расположен непосредственно над источником, то следует учесть, что максимум приземной концентрации возрастает примерно на 50—70 %, а соответствующее ему расстояние x_m сравнительно мало изменяется. С уменьшением высоты источника влияние расположенного над ним задерживающего слоя возрастает.

Результаты расчета R' для уровней $z=0$ и $z=H$ при распределениях 4, 1 и 2 коэффициента k_z , указанных на рис. 3.12, представлены в табл. 3.6.

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 ,

Значения отношений концентраций при наличии и отсутствии задерживающих слоев

Высота	Профиль	x км							
		1	2	3	4	5	10	20	30
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
	2	1,33	1,38	1,50	1,42	1,44	1,54	1,68	1,72
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
	2	1,37	1,48	1,52	1,55	1,55	1,61	1,76	1,73

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 делается, 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 ею 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 значения представлены в табл. 3.7 для высоты источника $H = 120$ м.

Таблица 3.7

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.

Таблица 3.8

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
	0	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

Аналогично выполняются расчеты и для тяжелых примесей. В табл. 3.8 приводятся значения отношений

$$\chi = \frac{q_w |_{z=0}}{q |_{z=0}}, \quad \chi' = \frac{q_w |_{z=H}}{q_w |_{z=0}},$$

где q_w и q соответственно концентрации тяжелой и легкой примесей. Расчеты выполнялись для случая $H=120$ м, $w=5$ см/с и четырех профилей изменения k_z с высотой. Первые три профиля указаны на рис. 3.12 под соответствующими номерами, а четвертый (0) относится к нормальным условиям, когда выше $h=50$ м величина k_z сохраняет постоянное значение. Наибольшие различия между тяжелой и легкой примесями проявляются при малых значениях k_z под источником и при не очень больших x .

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.

Приближенная оценка влияния задерживающего слоя на приземную концентрацию от источника фиксированной высоты выполнялась и в ряде других работ. Можно, в частности, указать на один из первых результатов, полученных в этом плане Бирли и Хьюсоном (Birley, Hewson, 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 (Heines, Peters, 1973) на основе решения уравнения диффузии с постоянными коэффициентами в предположении, что поток примеси на нижней границе инверсии $H_{\text{н}}$ равен нулю. Из анализа решения следует, что в случае, когда высота источника $H < 0,6H_{\text{н}}$, эффект приподнятой инверсии мал.

При тех же предположениях в работе Регленда (Ragland, 1976), рассмотренной в п. 2.7, для наземной концентрации по направлению ветра получена формула

$$q_1 = \frac{2M}{\pi\sigma_y\sigma_z u} \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{-\frac{(H-2nH_u)^2}{2\sigma_z^2}}. \quad (3.44)$$

Наибольшее значение q_1 достигается, когда нижняя граница инверсии расположена непосредственно над источником, точнее совпадает с эффективной высотой источника ($H_{\text{н}}=H$). В этом случае из (3.44)

$$q_1 = \frac{2M}{\pi\sigma_y\sigma_z u} \sum_{n=1}^{\infty} e^{-\frac{(2n-1)^2 H_u^2}{2\sigma_z^2}}. \quad (3.45)$$

Максимум q_1 в зависимости от расстояния x находится из условия $\partial q/\partial x=0$. При сохранении в (3.45) только первых членов из этого условия следует, что наибольшая концентрация достигается, когда

$$\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2 \approx \frac{\alpha_1 + \beta_1}{\beta_1} \quad \text{при } x = x_m, \quad (3.46)$$

где α_1 и β_1 — показатели в степенных выражениях для σ_y и σ_z (см. (2.51)), приведенных в п. 2.7. Обычно $\frac{\alpha_1 + \beta_1}{\beta_1}$ изменяются в пределах от 1,5 до 3. Тогда наибольшая концентрация

$$q_{1\text{м}} = \frac{2M}{\pi\sigma_y\sigma_z u} e^{-H_u^2/2\sigma_z^2}. \quad (3.47)$$

Условие (3.46) совпадает с аналогичным условием для наступления максимума концентрации, определяемым по гауссовой модели (см. п. 2.7) в случае отсутствия приподнятой инверсии. Это означает, что и значения опасной (или критической) скорости $u_{\text{м}}$ в обоих случаях примерно одинаковы. Однако при наличии приподнятой инверсии $q_{1\text{м}}$ в 2 раза больше, чем при ее отсутствии, если иметь в виду, что $H_{\text{н}}=H$ — эффективная высота источника. Поэтому для расчета наибольшей концентрации $q_{1\text{м}}$ Регленд предлагает использовать данные табл. 2.4, умножив представленные в ней значения концентрации $q_{\text{м}}$ на 2. Для расстояний $x > x_{\text{м}}$ согласно Регленду,

$$q_1/q = \frac{\sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{-\frac{1}{2}\left(1 - \frac{2nH_u}{H}\right)^2 \left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2}}{e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2}}.$$

На рис. 3.13 представлено отношение q_1/q в зависимости от безразмерного расстояния σ_z/H для разных значений H_u/H . Отсюда следует, что при $x > x_m$ отношение концентраций q_1 и q может быть и более 2. Эти результаты в основном согласуются с приведенными выводами, полученными на основании численного интегрирования уравнения диффузии, но в силу сказанного выше являются менее точными.

В ряде работ (Van Dop et al., 1979; Misra, 1980; Misra Onlock, 1982; Kertman, 1982 и др.) теоретически исследовалось сильное загрязнение воздуха (фумигация) при наличии приподнятых инвер-

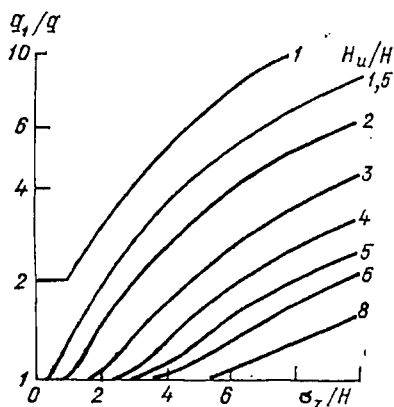


Рис. 3.13. Отношение концентрации при наличии и отсутствии приподнятой инверсии в зависимости от σ_z/H и H_u/H .

сий, которые могут возникать на побережье морей и крупных водоемов (см. п. 5.6.1). Случаи, или так называемые эпизоды, со значительным загрязнением воздуха отмечались нередко в Венеции, расположенной в середине лагуны, когда прибрежный поток воздуха был холоднее поверхности воды (Camuffo, Cavaleri, 1980).

Изложенные в п. 2.12 результаты позволяют учесть влияние инверсии температуры на начальный подъем примеси, принять во внимание возможность достижения определенного «потолка» z_n , выше которого примесь не может подняться вследствие противодействия сил плавучести. В соответствии с формулой (2.66) можно полагать, что при данной тепловой мощности источника $V_1 \Delta T$ величина z_n достигает минимального значения при не слишком глубоких инверсиях, когда $k(dT/dz)$ не очень мало.

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 значения скорости ветра.

При прогнозе опасного загрязнения воздуха особенно важно учитывать сочетание приподнятой инверсии и штиля. Действи-

тельно, 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 увеличивается эффективная высота источника. По используемым в настоящее время формулам для определения ΔH , в частности (2.57), с уменьшением u до нуля ΔH неограниченно возрастает. Вместе с тем, как показано выше, при инверсионных условиях может существовать некоторый «потолок» для начального подъема примеси. Если потолок предполагается сравнительно низко над трубой, то при слабых ветрах концентрация примеси должна значительно возрастать даже при учете результатов п. 3.6 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. В частности, на основании результатов, изложенных в п. 3.6, при уменьшении скорости ветра u от 1 м/с до штиля максимум приземной концентрации может увеличиться примерно в 10 раз.

3.8. Прогноз смогов

Методы и правила прогноза смогов существенно различаются в зависимости от его типа. Полезно при этом учесть некоторые общие характеристики смогов двух основных типов — лондонского и лос-анджелесского (см. п. 2.13). Так, согласно Маккормику (McCormick, 1970), смоги в Лондоне большей частью наблюдаются 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 малой дальностью видимости, достигающей иногда 30 м и менее. Для смогов в Лос-Анджелесе, чаще всего наблюдающихся в августе—сентябре в середине дня, характерны скорость ветра меньше 3 м/с, температура воздуха 24 — 32°C , относительная влажность меньше 70 % и дальность видимости 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.

При прогнозе загрязнения воздуха в тумане существенно учесть, что растворимая примесь практически полностью поглощается водяными каплями. Таким образом осуществляется трансформация примеси в ее водный раствор и образование кислоты, в частном случае превращение сернистого газа в серную кислоту. В этом случае концентрация примеси в тумане (с учетом образования ее раствора) может оказаться в несколько раз больше, чем при его отсутствии, что отчасти объясняется поглощением примеси из слоя воздуха над туманом.

При прогнозе загрязнения воздуха в тумане нужно принять во внимание его ожидаемую водность.

В случае развития тумана радиационного типа важно учесть, что на его верхней границе образуется приподнятая инверсия температуры, а в самом тумане отмечается падение температуры с высотой или изотермия. В зависимости от высоты и интенсивности приподнятой инверсии в соответствии с результатами, изложенными в п. 3.7, рассчитывается возможное увеличение приземной концентрации.

При прогнозе фотохимических смогов, особенно для оценки ожидаемого уровня оксидантов и некоторых других токсических

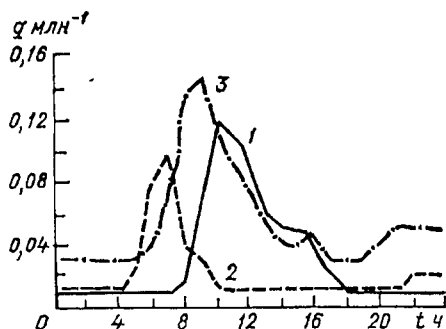


Рис. 3.14. Суточный ход концентраций O_3 (1), NO (2) и NO_2 (3).

примесей, полезно использовать ряд известных правил о их суточном ходе, полученных теоретическим или экспериментальным путем. Так, известно, что при достаточной инсоляции в утренние часы окись азота NO переходит в двуокись NO_2 и в соответствии с соотношением (2.69) образуется озон O_3 . Согласно соотношению (2.69), с ростом концентрации NO_2 и отношения концентраций NO_2 и NO увеличивается и содержание озона.

Наличие смога часто определяет состояние атмосферы, при котором концентрация O_3 превышает $0,1$ $млн^{-1}$. При интенсивных смогах концентрация озона иногда превышает $0,5$ $млн^{-1}$. В СССР разовое значение ПДК для O_3 (см. табл. 1.1) равно $0,16$ $мг/м^3$ или $0,08$ $млн^{-1}$, а в США в качестве стандарта качества воздуха для среднечасовой концентрации — $0,24$ $мг/м^3$ или $0,12$ $млн^{-1}$.

Из (2.69) следует, что для образования смога и превышения ПДК озона требуется, чтобы q_{NO_2} было по крайней мере в 8—12 раз больше q_{NO} .

Все факторы, которые способствуют увеличению в результате фотохимических реакций концентрации NO_2 , ведут, естественно, к возрастанию содержания озона и интенсивности смога. К таким факторам наряду с солнечной радиацией относятся выбросы в атмосферу углеводородов и ряда других органических веществ. На рис. 3.14 приведены примеры суточного хода NO , NO_2 и O_3 при смогах по данным наблюдений в Лос-Анджелесе.

Максимум концентрации NO в утренние часы обусловлен резким увеличением числа автомашин в это время. Значительно возрастают по этой же причине и концентрации углеводородов. По данным наблюдений в Лос-Анджелесе, они возрастают с 4 до 8 ч примерно в 2 раза. Быстро увеличивается утром и интенсивность ультрафиолетовой радиации. Все это ведет к тому, что в процессе фотохимических реакций с участием окиси азота и углеводородов в 8—10 ч достигается максимум концентрации NO₂, а вскоре после этого, около полудня, и максимум концентрации озона. Содержа-

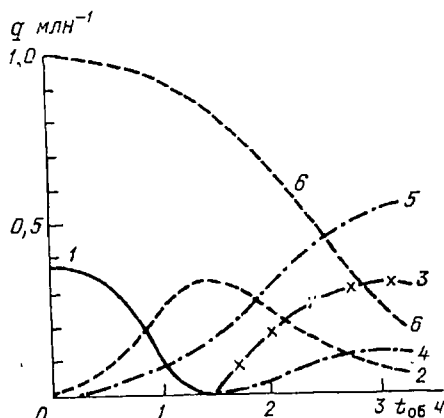


Рис. 3.15. Изменение концентраций q при фотохимическом смоге в зависимости от времени облучения $t_{об}$.

1 — NO, 2 — NO₂, 3 — O₃, 4 — ПАН, 5 — альдегид, 6 — пропилен.

ние NO при этом постепенно уменьшается; минимум отмечается в 16—17 ч; затем в результате очередного возрастания числа машин на автомагистралях его содержание снова несколько увеличивается. Отмечено, что смоги чаще наблюдаются в теплую погоду. По результатам отдельных исследований это объясняется тем, что рост температуры примерно на 20 °C может привести к увеличению скорости некоторых фотохимических реакций в 2—4 раза. Уорк и Уоркер (1980) приводят также характерные примеры изменения содержания NO, NO₂, O₃ и углеводородов в процессе фотохимических реакций в зависимости от продолжительности облучения в смоговой камере (рис. 3.15). На рис. 3.15 показано и образование одного из наиболее токсических компонентов фотохимического смога — пероксиацетилнитрата или сокращенно ПАНА, который весьма губительно действует на растительность, вызывает острое раздражение глаз и т. п.

В работе Гишери и др. (Guicherit et al., 1981) приводятся осредненные значения отношений концентраций NO₂ и NO_x (NO_x = NO + NO₂) для г. Делфта (Нидерланды) за теплый (май—август) и холодный (ноябрь—февраль) периоды 1975 г. (рис. 3.16). Зимой это отношение составляет примерно 50 % при небольшом увеличении в дневное время. Летом оно достигает минимума (около 30 %) в утренние часы и сравнительно быстро, за не-

сколько часов, увеличивается почти до 80 %. Максимум (85 %) достигается в 15 ч.

Интересный пример расчета загрязнения воздуха в период смога 7—8 июля 1976 г. в Нидерландах рассмотрен в работе Билтеса и др. (Bulties et al., 1981). Авторы использовали для этой

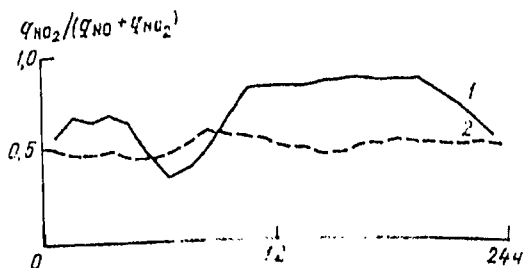


Рис. 3.16. Суточный ход отношения $q_{NO_2}/(q_{NO} + q_{NO_2})$ в мае—августе (1) и феврале—феврале (2).

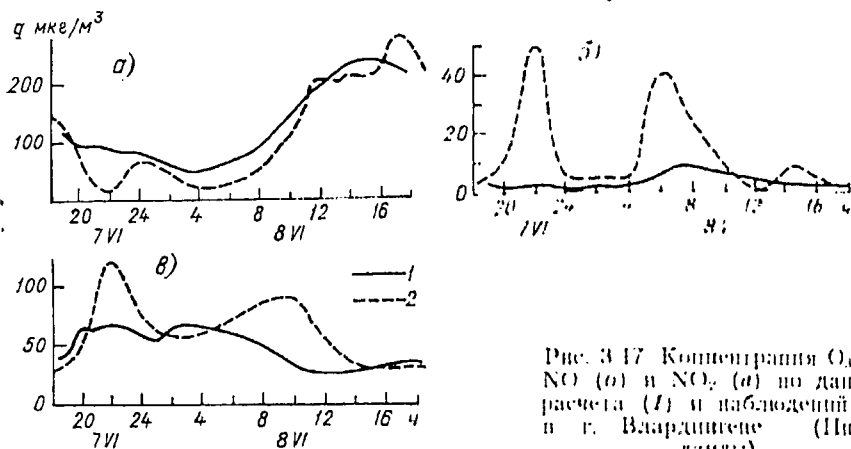


Рис. 3.17. Концентрация O_3 (а), NO (б) и NO_2 (в) по данным расчета (1) и наблюдений (2) в г. Влардингене (Нидерланды).

цели модель фотохимического смога, разработанную Рейнольдсом и др. в США. Модель основана на численных решениях полного трехмерного уравнения диффузии (2.1), которое включает нестационарный адвективный член и учитывает фотохимические превращения. Учет горизонтальной диффузии выполняется при этом весьма схематично, в предположении, что $k_x = k_y = 50 \text{ м}^2/\text{с}$. Значение k_z принимается в зависимости от скорости ветра и устойчивости так, что на верхней границе слоя перемиривания оно равно нулю.

Расчеты выполнялись для 226 источников на площади $230 \times 310 \text{ км}$ в Нидерландах и прилегающих к ней областей Бельгии и ФРГ. Ячейка расчетной сетки имела размер $10 \times 10 \text{ км}$. Отдельно выделялись мощные источники точечного типа. К ним относились дымовые трубы тепловых электростанций, нефтеперерабатывающих и металлургических заводов. Часть источников,

близко расположенных друг к другу, объединялась в один. Остальные более мелкие источники и выбросы автотранспорта рассматривались как площадной источник. Для точечных источников начальный подъем ΔH определялся по формуле Бриггса (см. п. 2.8), а для площадного принималось, что $\Delta H = 0$.

Учитывались выбросы SO_2 , NO_x , CO и CH_4 углеводородов без метана. Их суммарное количество соответственно составляло: 370, 195, 760 и 105 т/ч, причем вклад в них точечных источников составлял: 56 % по SO_2 , 40 % по NO_x , 6 % по CO и 0 % по CH_4 .

На рис. 3.17 представлены результаты расчета суточного хода концентраций O_3 , NO и NO_2 и соответствующие данные наблюдения для г. Влардингена (Нидерланды). Значительные различия между данными расчета и наблюдений для NO авторы объясняют тем, что расчетные значения представляют собой средние концентрации по ячейке 10×10 км, тогда как на измерения могли оказать значительное влияние выбросы проходящих автомашин.

3.9. Практические рекомендации

На основании изложенных выше результатов в соответствии с Методическими указаниями (1979) можно сделать ряд практических рекомендаций по прогнозу загрязнения воздуха в промышленных районах и городах.

Для отдельных источников (а в случае, когда рассматривается их совокупность, для тех из них, которые создают наибольший вклад в загрязнение воздуха) устанавливаются метеорологические условия, когда приземные концентрации примеси могут принимать максимальное значение. С этой целью сначала определяются направления ветра, при которых в жилых кварталах, особенно в районах расположения детских и лечебных учреждений, создается относительно высокое загрязнение воздуха. При этом выделяются случаи переноса выбросов на городские районы, когда источник расположен на окраине или за пределами города. Отдельно рассматриваются направления ветра, при которых наблюдается максимальное наложение выбросов источников, а также случаи со сложным рельефом местности, когда под влиянием местных условий примеси сосредотачиваются в приземном слое воздуха.

Рассчитываются опасные скорости ветра u_m по формулам (3.2) и (3.3). Если примеси поступают от совокупности источников с различными характеристиками, то рассчитывается еще средневзвешенная опасная скорость ветра $u_{m.c}$ по формуле (3.40).

Определяется ожидаемая высота нижней границы приподнятой инверсии. Существенное увеличение концентрации имеет место, когда эта граница располагается выше источника, но не более чем 200 м над ним.

Для каждого объекта могут быть свои неблагоприятные метеорологические ситуации, при которых создаются значительные концентрации примесей в приземном слое атмосферы. Для крупных предприятий (металлургических, нефтеперерабатывающих и др.)

условия погоды, определяющие значительное скопление примесей в приземном слое воздуха, могут отличаться для различных цехов и производств. В данном случае необходимо детально установить неблагоприятные метеорологические факторы, характерные для определенных участков таких объектов, и предупреждения о возможном росте концентраций давать не всему предприятию, а отдельным его производствам.

Следует учитывать также неорганизованные выбросы, осуществляемые на малых высотах, в результате чего могут создаваться значительные загрязнения приземного слоя воздуха.

При рассмотрении районов с большим числом индустриальных объектов рекомендуется объединять их в группы, для каждой из которых опасные метеорологические условия близки между собой. В частности, удобно выделять группы в зависимости от значений u_m . К одной из них следует отнести крупные источники с горячими выбросами (ТЭЦ, металлургические предприятия и др.), для которых $u_m = 3 \div 7$ м/с, к другой — источники с сравнительно холодными выбросами, для которых $u_m = 0 \div 2$ м/с. Достаточно четко производится разделение объектов по неблагоприятным направлениям ветра, а также по отношениям высот H и нижней границы приподнятой инверсии.

Ожидаемые концентрации примесей рассчитываются по приведенным выше формулам на основании известных значений выбросов и прогностических значений необходимых метеорологических параметров. Отдельно рассматриваются неблагоприятные, но сравнительно часто наблюдаемые нормальные условия. Кроме того, выделяются аномальные, особо опасные условия. К последним, в частности, относятся случаи, когда над источником, или точнее, над уровнем его эффективной высоты, расположен слой приподнятой инверсии. Приземная концентрация будет тем больше, чем ближе к этому уровню положение нижней границы инверсии. В случае расположения задерживающего слоя инверсии непосредственно над источником увеличение максимальной концентрации легких примесей относительно ее величины в нормальных условиях происходит на 50—100 %. Если нижняя граница приподнятой инверсии расположена над источником на высоте 200 м и более, то возрастание приземной концентрации значительно меньше и его учет существен только на больших расстояниях от источника.

Влияние инверсионных слоев на распространение выбросов для тяжелых примесей проявляется слабее, чем для легких, причем с ростом размера частиц примесей это влияние уменьшается.

При холодных выбросах вследствие ограничения их начального (эффективного) подъема приподнятые инверсии могут вызвать более значительное увеличение приземных концентраций, чем в случае выбросов горячих источников. Более значительное увеличение концентрации примесей в приземном слое возможно также при расположении источника выше штилевого слоя и скорости ветра близкой к u_m на уровне выбросов. При этом, чем толще слой с ослабленной скоростью ветра, тем сильнее его влияние. Согласно

расчетам, при наличии штилевого слоя от поверхности земли до уровня 30 м максимальная концентрация примеси от источника высотой 100—150 м увеличивается примерно на 70 % по сравнению с концентрацией при отсутствии штиля. Однако если штиль захватывает большой слой выше уровня источника (например, в центральных частях антициклонов), то вследствие значительного возрастания эффективной высоты источника при горячих выбросах концентрации примесей у земной поверхности будут несложными.

Особенно сильное загрязнение воздуха у земли может наблюдаться, когда при холодных выбросах приподнятая инверсия, расположенная непосредственно над источником, сопровождается слабым ветром (близким к штилю) в приземном слое воздуха. В этом случае концентрации примеси могут во много раз превышать концентрации при нормальных условиях.

Горошко и др. (1981) для случая высоких источников (50—200 м) предложили характеристики опасных условий загрязнения атмосферы и рассчитали ориентировочные значения превышений n' максимальной концентрации c'_m при этих условиях над максимальной концентрацией c_m при «нормальных» условиях ($n' = c'_m / c_m$).

Опасность загрязнения воздуха значительно возрастает при туманах, которые часто сопровождаются приподнятой инверсией у их верхней границы и штилем в приземном слое.

Оценка опасных метеорологических условий требует также учета характера подстилающей поверхности. В пониженных формах рельефа могут создаваться в 1,5—2 раза более высокие концентрации примесей, чем на ровном месте.

При расположении промышленных объектов на окраине города или за его пределами большое влияние на загрязнение воздуха в жилых районах оказывает направление ветра. В данном случае неблагоприятные условия погоды следует анализировать только при переносе примесей со стороны источников на жилые кварталы.

Неблагоприятные направления ветра в районе отдельных объектов могут выделяться в связи с различным эффектом наложения выбросов от других источников. При некоторых направлениях добавочные концентрации, создаваемые выбросами ряда предприятий, расположенных в городе, являются максимальными. Повышенное загрязнение воздуха создается также при переносе примесей со стороны объекта на районы плотной застройки. В этом случае увеличивается поступление выбросов сверху к земной поверхности в связи с усилением обмена и с образованием в районе застройки слоя с очень слабым ветром. Концентрации примесей в приземном слое воздуха повышаются, когда выбросы переносятся со стороны источника на участок со сложным рельефом местности. Их увеличение определяется в зависимости от расположения источника и положения рассматриваемого пункта на мест-

ности в соответствии с приведенными в п. 2.14 результатами. Отдельно учитываются линейные и площадные источники.

В более сложных случаях, когда необходимо учитывать совокупность большого числа источников, прогноз загрязнения воздуха производится на основе рассмотренных выше методов расчета с помощью ЭВМ.

Глава 4

Статистические методы прогноза загрязнения атмосферы

Для прогноза загрязнения воздуха в городах и промышленных районах, обусловленного действием многих источников, ведутся различные статистические проработки на основе анализа материалов наблюдений. В большинстве из них полагается, что за период, к которому относится исследуемый материал, а также за срок прогноза, выбросы и расположение источников практически не изменяются. Естественно, что с этим связаны определенные погрешности и ограничения результатов анализа и прогнозов, не свойственные рассмотренным выше численным методам, позволяющим учитывать изменение выбросов от источника со временем. Указанное предположение приближенно допустимо при сравнительно небольших сроках прогноза — от нескольких часов до нескольких суток. Кроме того, при большом числе источников и недостаточно определенной их мощности можно полагать, что увеличение выбросов от части из них примерно компенсируется уменьшением их от другой части. Поэтому рост среднего и суммарного загрязнения воздуха в городе связывается главным образом с изменением метеорологических условий или синоптической ситуации.

Разработка методов прогноза начинается в первую очередь с выявления периодов со значительным загрязнением атмосферы. Затем устанавливаются корреляционные зависимости между наблюдавшимися в эти периоды степенью загрязнения воздуха и некоторыми метеорологическими величинами или их определенным сочетанием, рассматриваемыми в качестве предикторов. Таким путем вырабатываются различные прогностические правила. Используются также методы статистической экстраполяции во времени режима изменения загрязнения воздуха с учетом выявленных автокорреляционных зависимостей и инерционных факторов.

4.1. Выбор предикторов

Выбор предикторов обычно осуществляется из общих физических представлений о возможных причинах изменений концентраций примеси — изменения направления или скорости ветра, устой-

чивости атмосферы, вымывания или трансформации примесей и т. п. При этом используются некоторые качественные выводы теории атмосферной диффузии, в том числе о влиянии задерживающих слоев в пограничном слое атмосферы и т. д. Некоторые из предикторов, особенно когда они определяются сочетанием нескольких факторов, устанавливаются в результате применения статистических методов.

К настоящему времени выполнено большое число работ, в которых изучается корреляция между загрязнением атмосферы в городах и соответствующими метеорологическими факторами. К ним относится и часть статистических исследований, ставящих своей задачей не разработку прогностических методов и правил, а обобщение сведений режимного характера, в том числе о годовом и суточном ходе загрязнения воздуха. Вместе с тем учет этих результатов может быть весьма полезен и при прогнозах.

4.1.1. Годовой и суточный ход загрязнения воздуха. В силу большого числа факторов, воздействующих на содержание примеси в атмосфере, годовой ход загрязнения для разных городов иногда значительно различается. Согласно Сонькину (1966), по данным за 1961—1963 гг. 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 концентрация сернистого газа достигает максимума весной. Весенние максимумы могут быть объяснены тем, что в этот период года уже достаточно развит турбулентный обмен и котельные сжигают еще большое количество топлива.

Безуглой и др. (1971) по данным наблюдений на стационарных постах в 50 городах СССР за 1968—1969 гг. исследован годовой ход отношения среднемесячных концентраций к среднегодовой концентрации $q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$. В результате отмечены четыре типа годового хода в зависимости от амплитуды колебаний отношения $q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$ в течение года.

Таблица 4.1 характеризует средние повторяемости различных градаций указанного отношения концентраций для четырех примесей. Для различных примесей распределение отношений

Таблица 4.1

Повторяемость (%) различных значений относительной концентрации $q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$

Примесь	$q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$			
	<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

$q_{\text{мес}}/q_{\text{год}}$ существенно различаются: изменяются амплитуды, модальные значения и др. Из рассмотренных примесей наибольшая амплитуда характерна для пыли, наименьшая — для CO . Примерно в 20 % случаев среднемесячные концентрации SO_2 и пыли превышают 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 п. 2.13 (Берлянд, 1975).

По данным Канно и др. (Kanno et al., 1959), для годового хода концентрации сернистого газа и окислов азота в Токио характерен

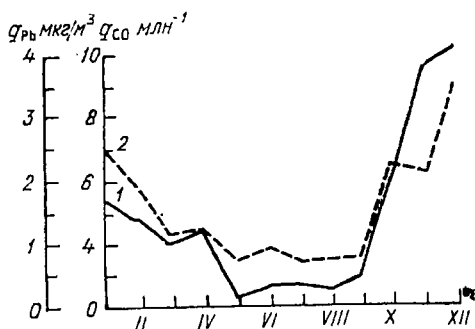


Рис. 4.1. Годовой ход концентраций окиси углерода (1) и свинца (2) в районе Лос-Анджелеса (1980 г.).

максимум в конце лета, что может быть обусловлено отсутствием в это время дождей, способствующих вымыванию примесей.

В ряде городов отмечается и зимний максимум загрязнения воздуха, который обусловлен прежде всего ростом выбросов от низких источников и большой повторяемостью неблагоприятных условий рассеивания их в приземном слое воздуха. Таковы, например, приведенные на рис. 4.1, по Витцу и др. (Witz et al., 1982), данные о годовом ходе обусловленных преимущественно выбросами автотранспорта концентраций окиси углерода и свинца в районе Лос-Анджелеса. Заннетти и др. (Zannetti et al., 1977) на основании анализа данных непрерывной регистрации концентрации SO_2 в течение двух лет (1973—1974 гг.) на станциях в районе Венеции также выявили зимний максимум. Авторы связали его с увеличением выбросов SO_2 в результате сжигания топлива для бытового отопления в холодное время года.

Однако и для лета они отметили значительные концентрации, обусловленные выбросами SO_2 от промышленных источников.

Многими авторами исследовался и суточный ход загрязнения 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 содержанием CO , SO_2 и NO_2 в ряде городов СССР в 1968—1969 гг. Оказалось, что 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 теплое полугодие 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 наблюдаются 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 преобладающим действием интенсивного движения автомашин в это время суток. Другой со-

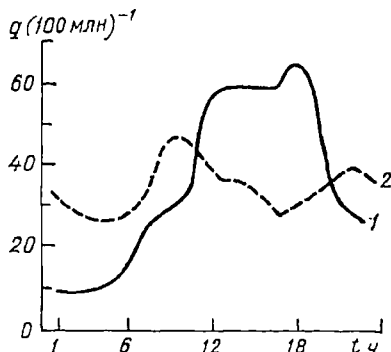


Рис. 4.2. Суточный ход концентрации SO_2 летом (1) и зимой (2) в районе Венеции.

ответствует сравнительно малым значениям концентраций в течение дня и малой амплитуде их изменения. Он характерен для случаев взаимной компенсации влияния роста числа машин на улицах и смены метеорологического режима. В ранние утренние и поздние вечерние часы, когда уменьшается поток автотранспорта, снижение концентраций замедляется за счет образования инверсий температуры и ослабления ветра.

Канно и др. (Kanno et al., 1959) и Штейнхаузер (Steinhauser, 1971) обнаружили в суточном ходе концентрации примесей два максимума — утром и вечером. Согласно Канно, в Токио зимой вечерний максимум концентраций больше утреннего, а летом и весной наоборот.

На рис. 4.2 приводится изменение концентрации SO_2 в течение суток летом и зимой для одной станции АСКЗВ в районе Венеции по данным работы Заннетти и др. (Zannetti et al., 1977). В летнее время концентрации днем существенно увеличивались. Авторы связывают это увеличение с преобладанием в дневные часы направлений ветра, при которых примеси переносятся от основных источников на пункты наблюдений. Кроме того, значительное влияние оказывает и усиление турбулентности днем, поскольку летом имеют место в основном промышленные выбросы SO_2 от высоких источников. Зимой в течение суток наблюдается два максимума.

Как указывают авторы, в этот период они не могут быть связаны с изменением направления ветра и, видимо, определяются главным образом особенностями режима отопления.

В работе Певзнера и Зайцева (1971) проанализированы изменения во времени концентраций СО, измеренных с помощью уста-

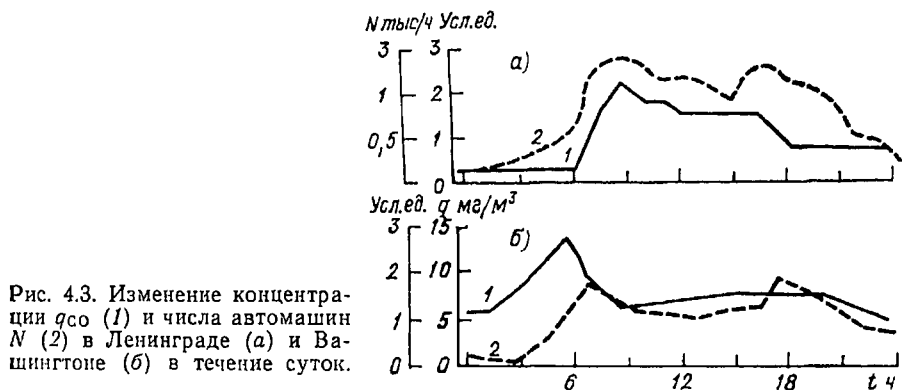


Рис. 4.3. Изменение концентрации q_{CO} (1) и числа автомашин N (2) в Ленинграде (а) и Вашингтоне (б) в течение суток.

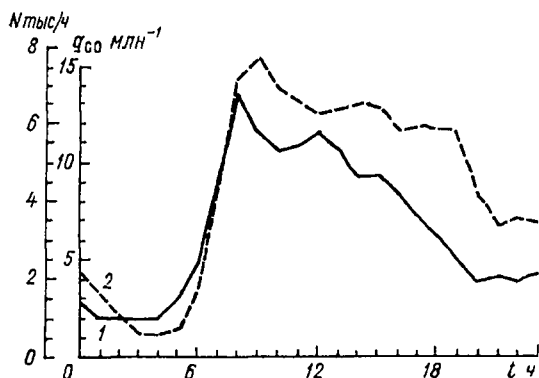


Рис. 4.4. Изменение в течение суток концентрации q_{CO} (1) и числа автомашин N (2) в Нью-Йорке.

повленных на автомашине газоанализаторов ГМК-3. Наблюдения велись на улицах города в периоды с различной интенсивностью движения автотранспорта. На рис. 4.3 а представлен характерный ход концентрации q (нормированной на среднее значение ее за период наблюдений $\bar{q}$) в течение суток и число проходящих автомашин за 1 ч. Между данными, представленными двумя кривыми, отмечается хорошая корреляция (коэффициент корреляции превышает 0,7). Для сравнения на рис. 4.3 б представлены аналогичные результаты, полученные Отто и др. в сентябре 1964 г. для Вашингтона. Данные о суточном ходе концентрации СО в сопоставлении с интенсивностью движения автомашин на улицах Нью-Йорка получены Бауменом и др. (1982). На рис. 4.4 представлены среднемесячные значения часовых концентраций СО за июль 1977 г.

4.1.2. Влияние отдельных метеорологических величин. При исследовании указанных выше корреляционных связей авторы ряда работ ограничиваются рассмотрением зависимости концентраций отдельных ингредиентов от того или иного элемента погоды. В частности, неоднократно предпринимались попытки оценить связи между содержанием примесей и скоростью ветра. Некоторые авторы при этом обнаруживали в основном наибольшие загрязнения воздуха только при слабых ветрах. В более детальных исследованиях Сонькина и др. (1966), Сонькина и Чаликова (1968), Безуглой и Сонькина (1971), получено, что в зависимости concentra-

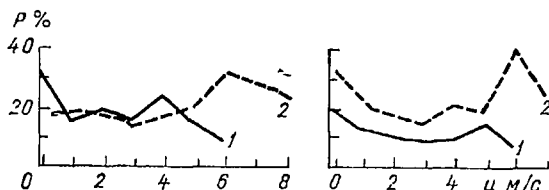


Рис. 4.5. Повторяемость P повышенных концентраций SO_2 (слева) и пыли (справа) при разных скоростях ветра u в теплый (1) и холодный (2) периоды.

ции SO_2 , пыли и ряда других ингредиентов от скорости ветра обнаруживаются два максимума. Один из них относится к слабым ветрам (0—1 м/с) и, по-видимому, обусловлен действием низких источников, создающих общий фон загрязнения воздуха в городах; второй — при скоростях 3—6 м/с в соответствии с положениями теории (см. п. 3.1) может быть объяснен выбросами от высоких источников, характеризующихся достаточной большой опасной скоростью ветра u_m . Для Ленинграда и Москвы второй максимум оказывается летом больше первого, а зимой — меньше. Для сернистого газа второй максимум проявляется четче, а первый встречается реже, чем для пыли.

На рис. 4.5 представлена повторяемость повышенных концентраций SO_2 и пыли 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 впоследствии в статье Мана (Munn, 1972).

Два максимума концентрации в зависимости от скорости ветра обнаружены также М. Теневой в Софии.

Заннетти и др. (Zanetti et al., 1977) нашли, что летом при направлении ветра от промышленных источников в Венеции концентрация SO_2 заметно возрастает с увеличением скорости ветра или остается постоянной при изменении скорости ветра от 1 до 5 м/с. На ряде станций здесь максимум концентрации достигается при скорости ветра 3 м/с.

В работе Демута и др. (Demuth et al., 1981) приводятся графики зависимости загрязнения воздуха от скорости ветра и со-

стояния устойчивости атмосферы для случая повышенных концентраций $\text{SO}_2 (>0,4 \text{ мг/м}^3)$ в районе г. Гента (Бельгия) за период июнь—декабрь 1978 г. (рис. 4.6). Скорость ветра определялась на высоте 30 м.

Хольцворт (Holzworth, 1974) исследовал также характер влияния на загрязнение воздуха приземных и приподнятых инверсий.

В работе Борнштейна и др. (Bornstein et al., 1978) проанализи-

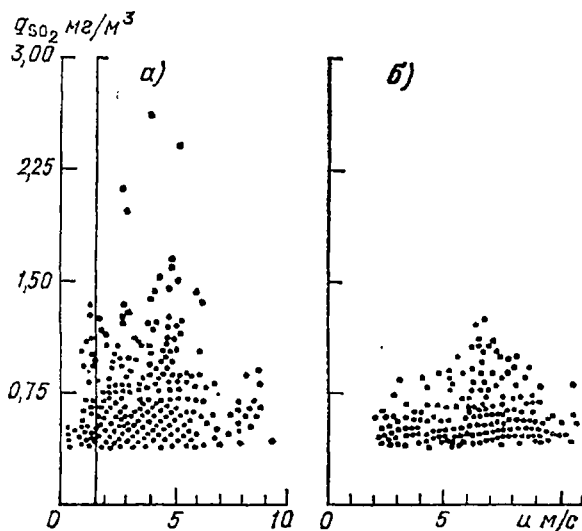


Рис. 4.6. Зависимость повышенных концентраций q_{SO_2} ($>0,4 \text{ мг/м}^3$) в районе г. Гента от скорости ветра u в случаях устойчивой (а) и нейтральной (б) стратификации атмосферы.

ровано влияние бризов на концентрацию SO_2 в г. Нью-Йорке для восьми случаев в июне 1965 г. Отмечено, что при ветрах с моря концентрация SO_2 уменьшается, а при ветрах с берега — возрастает.

В работе Лаласа и др. (Lalas et al., 1983) на основании анализа материалов наблюдений в Афинах показано, что снижение концентраций примесей в воздухе отмечается не сразу при появлении бриза, а после усиления ветра в дневные часы. Обнаружено, что верхний бризовый поток приводит к возврату загрязняющих веществ.

В статье Ремсберга и Вудбери (Remsberg, Woodbary, 1983) установлена корреляционная связь между концентрациями в воздухе CO , NO_2 и углеводородов в Сент-Луисе и разностью температур по вертикали в нижнем 30-метровом слое (ΔT). Корреляционная связь оказалась наибольшей в ночное время.

По данным наблюдений в Ленинграде, Сонькин и Чаликов (1968) выявили зависимость загрязнения воздуха от коэффициента

обмена k_1 на высоте 1 м, определенного по материалам градиентных наблюдений на загородной станции. Средние концентрации SO_2 и пыли при $k_1 \leq 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$ составляли примерно $0,30 \text{ мг}/\text{м}^3$, а при $k_1 \leq 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$ они возрастали соответственно до $0,43$ и $0,34 \text{ мг}/\text{м}^3$. Отмечено при этом и некоторое возрастание повторяемости повышенных концентраций примеси.

Со слабыми скоростями ветра и устойчивым состоянием атмосферы связывают эпизоды значительного загрязнения воздуха от низких источников. Клюг (Klug, 1984) отмечает, что такие эпизоды наблюдаются при антициклонах на сравнительно небольших расстояниях (порядка 1 км) от источника. Обычно они характерны для населенных пунктов, где имеется большое число мелких источников. Клюг приводит пример для Рурской области, когда в январе 1979 г. зафиксированы высокие уровни содержания SO_2 в воздухе ($0,8—1,1 \text{ мг}/\text{м}^3$). При этом наблюдались слабый ветер и глубокая инверсия температуры (до высоты 50 м).

Характер связи между загрязнением воздуха и такими метеорологическими величинами, как направление ветра, температура воздуха, скорость ветра в пограничном слое атмосферы и др., изучался также в работах Лоуренса (Lawrence, 1969) по данным наблюдений вблизи Лондона, Ли и др. (Liou et al., 1960) в Карлштадте (США), Мана (Munn, 1972) в Торонто, Блысковой и Курчатовой (1968) в Софии, Мерино и др. (Merino et al., 1973) в Мадриде, Сонькина и др. (1975) в ряде городов СССР. Показано, что нередко указанные величины могут использоваться в качестве предикторов в схемах для прогноза загрязнения воздуха.

При изучении связи между содержанием примесей в воздухе и атмосферной устойчивостью, наряду с вертикальным градиентом температуры, широко используется высота слоя перемешивания (L_0) (см. п. 5.2). В ряде работ показано, что концентрации примесей возрастают с уменьшением L_0 (Niemeyer, 1960), Holzworth, 1962, 1974; Miller, Holzworth, 1967). Влияние толщины слоя перемешивания проявляется более отчетливо при слабом ветре в пограничном слое атмосферы. В работе Сонькина и др. (1975) предлагается использовать в качестве предиктора (преимущественно в теплое время года) высоту нижней границы приподнятой инверсии ($H_{\text{н}}$) утром в 9 ч, когда обычно разрушается приземная инверсия, а при сохранении до 9 ч приземной инверсии принимается $H_{\text{н}}=0$. Оказалось, что чем меньше $H_{\text{н}}$, тем выше концентрации примесей в городском воздухе. Берже и др. (Berger et al., 1980) при анализе данных наблюдений в г. Генте получили, что максимальные концентрации примеси отмечались в случае устойчивой и слабо неустойчивой стратификации и скорости ветра $2—3 \text{ м}/\text{с}$. При этом высота приземной инверсии достигала 200 м, а высота слоя перемешивания при слабо неустойчивых условиях — примерно 400 м. Пристов (Pristov, 1978) в целях прогноза загрязнения воздуха в Люблянах использовал корреляционную зависимость концентрации SO_2 от скорости ветра, вертикального профиля температуры воздуха и характеристики облачности.

В некоторых из указанных выше работ исследовалось влияние осадков на загрязнение воздуха. В них отмечено, что обычно в течение нескольких часов после прекращения осадков редко встречаются повышенные концентрации примеси. Если осадки выпадают в течение 4 ч до момента определения концентраций, то при увеличении интенсивности осадков возрастает степень очищения воздуха. Это более четко проявляется в снижении фонового загрязнения воздуха в городе, являющегося результатом суммарного действия всех источников выбросов примесей. В случаях переноса

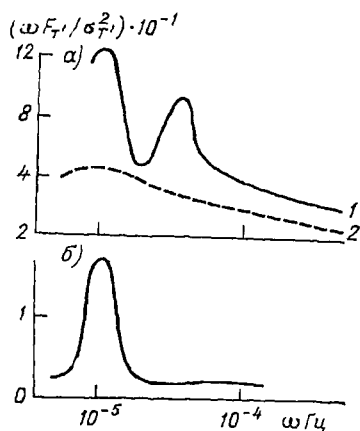


Рис. 4.7. Спектральные функции изменения концентрации SO_2 (а) и CO (б) в течение суток.

1 — первый тип, 2 — второй тип.

примесей со стороны источников влияние осадков на очищение воздуха существенно не проявляется. По Махонько (1967), ливневые осадки очищают воздух сильнее, чем обложные. Некоторые авторы установили эмпирические связи между концентрациями примеси и количеством выпавших осадков.

4.1.3. Использование спектрального анализа. Использование материалов непрерывной регистрации концентрации примесей позволяет провести их спектральный анализ. Такая работа выполнялась Зайцевым (1973а, 1973б) по данным наблюдений в Ленинграде с помощью автоматических газоанализаторов ГКП-1 на SO_2 и ГМК-3 на CO . Наблюдения велись одновременно по нескольким приборам, установленным в различных частях города. Временная структура изменения концентрации за период времени T' характеризовалась дисперсией примеси $\sigma_{T'}^2$ и спектральной функцией $F_{T'}$ от частоты $\omega = 2\pi/T'$. В зимний период отмечены два типа спектрального распределения концентраций SO_2 в течение суток, каждому из которых соответствует определенный тип спектральной функции (рис. 4.7 а). Для первого типа характерны два максимума: один соответствует периоду 6 ч и, возможно, обусловлен режимом работы близлежащих источников со сравнительно большими выбросами сернистого газа; второй — периоду 1 сут и в значительной степени обусловлен воздействием метеорологических

факторов. Для второго типа характерен один максимум в течение суток. Он, вероятно, определяется выбросами мелких рассредоточенных источников и условиями погоды.

Осредненный спектр изменения концентрации СО со временем представлен на рис. 4.7 б. Для него характерен только один максимум, обусловленный влиянием режима выбросов и изменением метеорологических условий в течение суток. Это, по мнению автора, затрудняет исследование влияния метеорологических факторов без учета изменения выбросов во времени. Анализ показывает, что вблизи транспортной магистрали значения средней концентрации СО и ее среднего квадратического отклонения сравнимы между собой.

4.1.4. Учет синоптической обстановки и влияние комплекса метеорологических факторов. 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 связаны прежде всего с условиями погоды, поскольку изменения за короткие периоды времени других факторов сравнительно невелики. Случаи интенсивного загрязнения воздуха (особенно в холодное время) обычно наблюдаются при стационарных антициклонах.

В табл. 4.2 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). Аналогичные результаты получены и в работах других авторов (Holzworth, 1962; Niemeyer, 1960; Шевчук и Введенская, 1971 и др.). Более детальный анализ показывает, что значительное загрязнение воздуха отмечается и при других синоптических условиях. По Сонькину (1979), высокий уровень загрязнения воздуха в городах отмечается также при длительно сохраняющихся малоградиентных барических полях и при теплых секторах циклонов, если в них градиенты давления малы. В работе Сонькина и др. (1979) на материалах ряда городов СССР более детально определены синоптические ситуации, характерные для фор-

Таблица 4.2

Отклонение (%) от средней повторяемости концентрации SO_2 и пыли при стационарных антициклонах

Примесь	Период	Город		
		Москва	Ленинград	Магнитогорск
Пыль	Холодный	7	21	34
	Теплый	1	13	21
SO_2	Холодный	18	13	19
	Теплый	-2	-1	4

мирования периодов значительного загрязнения воздуха. Общей оценки синоптической ситуации иногда бывает недостаточно для анализа причин изменения загрязнения воздуха.

Пономаренко (1975) исследовала изменение разовых концентраций СО по материалам наблюдений на сети пунктов крупного города (центр Европейской территории СССР) в декабре—феврале 1969—1973 гг. Отбирались периоды повышенных значений q_{CO} и отдельно выявлялись случаи, когда отмечался рост, сохранение или уменьшение этих значений, а также связь их с метеорологическими условиями — синоптической обстановкой, устойчивостью атмосферы и скоростью ветра. В табл. 4.3 приведены данные о повторяемости различных барических образований, соответствующие указанным случаям. Из анализа этих данных следует, что увеличение q_{CO} более часто наблюдается при антициклонах и усиливающимися гребнях. Ему способствует устойчивая стратификация в пограничном слое атмосферы, а также скорости ветра менее 3 м/с у земли и менее 8 м/с в слое 0—1 км.

Таблица 4.3

Повторяемость (%) барических образований, обуславливающих различные изменения концентрации СО

Изменение СО	Барические образования						
	антициклон	периферия антициклона	гребень	размытое поле	циклон	периферия циклона	ложбина
Увеличение	27	6	33	4	6	10	14
Сохранение	16	4	36	8	12	8	16
Уменьшение	5	15	27	1	17	4	31

Проведенные статистические исследования, по существу, относятся к изучению корреляционной зависимости между концентрацией примеси на одном или на нескольких пунктах и отдельными факторами без учета влияния других. В них даются оценки коэффициентов корреляции, исследуются структурные функции и т. п. В результате получено, например, что для ряда городов коэффициент корреляции между повторяемостью концентрации пыли и SO_2 , превышающих допустимые значения в течение месяца, и месячными аномалиями давления составляет примерно 0,5. Согласно данным Диксона (1961) (табл. 4.4), корреляция средней

Таблица 4.4

Коэффициент корреляции среднесуточной концентрации пыли с метеорологическими факторами и количеством сжигаемого топлива

Параметр	Коэффициент корреляции
Стратификация атмосферы	—0,60
Скорость ветра	—0,38
Осадки	—0,38
Количество топлива	0,18

суточной концентрации пыли в Нэшвиле (США) с определенными метеорологическими факторами иногда выше, чем с количеством сжигаемого топлива.

Во многих исследованиях устанавливаются корреляционные связи загрязнения воздуха с различными комплексами метеорологических величин, включающими направление и скорость ветра, а также штиль и приземные инверсии, которые определяются иногда как условия застоя воздуха, и др.

В ряде работ комплексные предикторы устанавливаются из физических соображений. Так, в работах Марча и Фостера

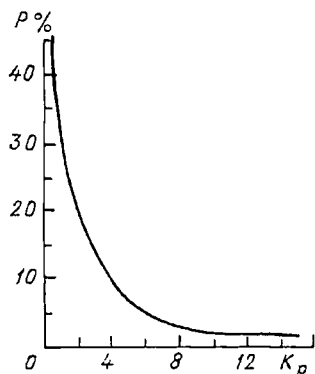


Рис. 4.8. Вероятность P повышенного загрязнения воздуха в зависимости от коэффициента K_p .

(March, Foster, 1967) Иорданова (Iordanov, 1977) и др. используются некоторые турбулентные характеристики пограничного слоя атмосферы. Неронова и Пономаренко (1980) используют высоту термодинамического слоя перемешивания, рассчитываемую по числу Ричардсона, и учитывают вертикальное перемешивание примесей, обусловленное термическими и динамическими факторами.

Шевчук (1966, 1977) для прогноза загрязнения воздуха ввела комплексный показатель

$$K_p = \frac{\Delta p + 1,25 \Delta H'}{\gamma - 1,50},$$

где Δp и $\Delta H'$ — средние разности, соответственно, давления и геопотенциала на уровне земли и на поверхности 850 гПа, γ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое земли до уровня 925 гПа. Установлена корреляция между K_p и концентрациями пыли, сажи, SO_2 , NO_2 и CO , полученными по данным ежедневных наблюдений за три срока на 14 пунктах в Новосибирске. В результате построен график (рис. 4.8) для вероятности наступления периодов значительного загрязнения воздуха в Новосибирске. В оперативной работе значение K_p определялось по данным синоптического прогноза в 3 и 9 ч московского времени следующих суток. Эмпирически установлено, что если значения $K_p < 3$ сохраняются в течение нескольких дней подряд, то увеличение

концентраций газовых примесей за первые сутки составляет 20—70 % их исходного значения, а затем рост концентраций замедляется.

В работах Шмидта и Велдса (Schmidt, Velds, 1969), Ван Допа и Круизинга (Van Dop, Kruizinga, 1976) исследовались изменения среднесуточной концентрации по данным наблюдений в большом числе пунктов вблизи Роттердама. Рассматривались только зимние периоды в первой из указанных работ за 6 лет (1962—1968 гг.) и во второй — за 13 лет (1961—1974 гг.). Осредненные за сезон значения q (мкг/м³) коррелировались с соответствующими значениями скорости ветра u (м/с), температуры воздуха T (°C) и осадков R (мм). Для периода 1961—1974 гг. получено уравнение регрессии

$$q = 423 - 46,2u - 20,5T + 0,39R.$$

Из этого уравнения следует, что влияние R на q весьма мало и им можно пренебречь. Влияние T объясняется в основном изменением количества сжигаемого топлива зимой и соответствующей мощности выброса M . Поэтому Ван Доп и Круизинга пренебрегли влиянием R и отказались от прямого учета T . В качестве исходных параметров они использовали разность потенциальных температур $\Delta\Theta$ в нижнем 500-метровом слое, высоту перемешивания L_0 и скорость ветра в приземном слое u . По этим параметрам они ввели некоторый безразмерный метеорологический индекс загрязнения воздуха

$$A = c_1 \Delta\Theta + \frac{c_2}{uL_0}, \quad (4.1)$$

где коэффициенты $c_1 = 2,5$ (К)⁻¹, $c_2 = 4 \cdot 10^4$ м²/с подобраны так, чтобы вклады $\Delta\Theta$ и uL_0 в A были примерно одинаковые. Зависимость от u в (4.1) принята по аналогии с формулой (3.39), предложенной в работе Гиффорда и Ханна (Gifford, Hanna, 1973). Предположив, что значение M постоянно в период 1862—1967 гг., эти авторы получили $q = 6,32A$.

Витц и др. (Witz et al., 1982) на материале наблюдений в 1980 г. в районе Лос-Анджелеса получили уравнение линейной регрессии между среднемесячными концентрациями примесей, обусловленными выбросами автотранспорта, в том числе свинца (q_{Pb} мкг/м³), окиси углерода (q_{CO} млн⁻¹), а также окиси и окислов азота (q_{NO} , q_{NO_x} (100 млн)⁻¹ и суммы углеводородов (q_{HC} млн⁻¹), и метеорологическими факторами. В качестве последних принимались: x — показатель инверсии температуры (он равен единице для случая приземной инверсии и меньше единицы — для приподнятой инверсии с нижней границей выше 30 м), y — температура воздуха (°F) в 6 ч, z — количество суток (%) с преобладающим восточным и северным ветром, w — среднесуточная скорость ветра. Эти уравнения представлены в табл. 4.5.

На рис. 4.9 для сравнения приведены данные расчета по табл. 4.5 и измерений концентраций CO и Pb. Здесь измеренные значения те же, что и на рис. 4.1.

В работах Киселева и др. (1979, 1980) для прогноза высоких уровней загрязнения воздуха в городе выделяются наиболее информативные комбинации предикторов с помощью линейного соотношения

$$\beta = \sum_{i=1}^N \alpha_i x_i,$$

где x_i — предикторы, α_i — коэффициенты. Значения α_i определяются из решения задачи на собственные числа матрицы. Авторы

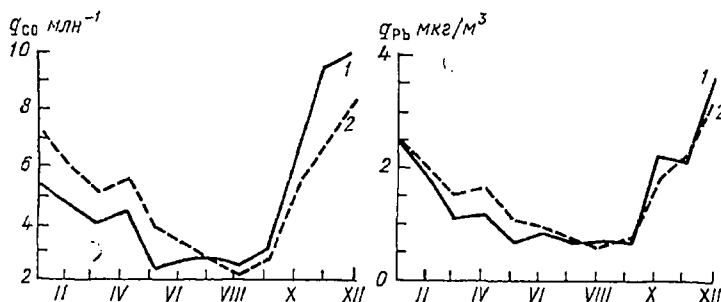


Рис. 4.9. Результаты сравнения рассчитанных (1) и измеренных (2) концентраций окиси углерода и свинца в районе Лос-Анджелеса (1980 г.).

применили эту схему к разработке метода прогноза загрязнения воздуха на одни сутки для Читы. При этом за первоначальные предикторы взяты: скорость ветра на высоте флюгера v_0 (м/с), температура воздуха у земли T_0 (°C), разность температур между уровнями земли и 500 м ΔT (°C) и высота нижней границы инверсии H_n (м). Найдено, что можно ограничиться двумя наиболее информативными комплексами предикторов $\beta^{(1)}$ и $\beta^{(2)}$:

$$\beta^{(1)} = 0,99v_0 - 0,10T_0 - 0,10\Delta T - 0,0002H_n,$$

$$\beta^{(2)} = 0,04v_0 + 0,81T_0 - 0,59\Delta T + 0,0156H_n.$$

Таблица 4.5

Уравнение регрессии между концентрациями примесей и метеорологическими факторами

Уравнения	Коэффициент корреляции
$q_{Pb} = 5,35 + 0,72x - 0,0592y + 0,0148z - 0,335w$	0,90
$q_{CO} = 14,6 + 1,3x - 0,14y + 0,041z - 0,900w$	0,82
$q_{NO} = 34,7 + 6,44x - 0,361y + 0,128z - 2,72w$	0,88
$q_{NO_x} = 48,8 + 8,30x - 0,447y + 0,160z - 4,06w$	0,87
$q_{HC} = 64,1 + 9,59x - 0,621y - 0,728z - 5,08w$	0,85

Королева (1981) применила данную методику для анализа загрязнения воздуха SO_2 , пылью и NO_2 в Узбекистане, используя такие же исходные предикторы, но заменив H_n на скорость ветра на изобарической поверхности 925 гПа.

Существенное значение при разработке прогностических схем имеет учет инерционного фактора. В работах Л. Р. Сонькина и др. показано, что вероятность возникновения больших концентраций примесей после дней с высоким уровнем загрязнения атмосферы значительно больше, чем после дней с низким уровнем загрязнения. Из обработки материалов наблюдений в нескольких городах следует, что коэффициент корреляции между загрязнением воздуха в соседние дни составляет 0,6—0,8, при этом положительная корреляция сохраняется в течение 5 дней и более. Подобные результаты были получены Аршиновой и др. (1972) при обработке материалов для Москвы. Такие результаты можно объяснить инерцией метеорологических процессов.

4.2. Методы прогноза на основе множественной линейной регрессии

Анализ корреляционных связей, рассмотренных в п. 4.1, нередко осуществляется с помощью методов линейной регрессии от многих параметров. Остановимся на некоторых из полученных результатов, используемых для разработки оперативных приемов прогноза загрязнения воздуха в городах.

4.2.1. Прогноз концентрации примеси. В работе И. Сладека (Sladek, 1975) метод множественной регрессии применяется к анализу материалов измерения концентрации двуокиси серы для Северной Чехии. В ней рассматриваются различные типы погоды в зависимости от направления ветра и устойчивости атмосферы. К первому относятся ветры северного (С) и западного (З) румбов со стороны горных хребтов, где нет источников выброса, ко второму — южного (Ю) и восточного (В) румбов, когда воздух поступает из промышленных районов. В качестве исходной характеристики используется разность температур ΔT в 1,5-километровом слое от земной поверхности до уровня 850 гПа за один ночной и один дневной сроки. Выделяются следующие случаи: а) температура падает с высотой ($\Delta T > 0$) хотя бы в один из двух рассматриваемых сроков и б) инверсия или изотермия ($\Delta T \leq 0$) отмечается в оба срока. При сочетании первого типа со случаями (а) и (б) значительного загрязнения не наблюдается, поэтому оно не рассматривается. Для других сочетаний в холодное время года составляется уравнение множественной регрессии, в котором в качестве предикторов используются величины ΔT в 13 ч, $\Theta = 18 - T_c$, где T_c — среднесуточная температура, v_{850} — скорость ветра на уровне 850 гПа. Считается, что летом особо неблагоприятных случаев не должно наблюдаться и, кроме того, для теплой

части года связи оказываются слабыми. В результате Сладек получил уравнение регрессии следующего вида:

$$q = a_0 + a_1 \Theta - a_2 v_{850} - a_3 \Delta T, \quad (4.2)$$

отсюда следует, что концентрация сернистого газа растет с увеличением Θ , уменьшается с усилением v_{850} и увеличением положительных значений ΔT , т. е. с повышением термической неустойчивости атмосферы.

Кроме того, при прогнозе загрязнения воздуха принимается во внимание и уровень концентраций в предшествующий день. Учет инерционных факторов в значительной степени обеспечивает согласованность расчетных и фактических концентраций.

Метод получил дальнейшее развитие в работе Бубника и Гесека (1984). Прогноз по нему дается в полдень на утро следующих суток и уточняется вечером. Имеются определенные различия в модификациях метода, используемых для районов Чехии и Словакии. Выполненная проверка показала удовлетворительную успешность прогноза, причем для словацких районов она оказалась несколько выше. Получено также, что наибольшая оправдываемость прогноза достигается в случаях сравнительно низких концентраций.

На принципе множественной линейной регрессии Бенари (Benarie, 1972) разработал схему прогнозирования среднесуточных концентраций пыли и сернистого газа во Франции. Исходные материалы относились к г. Руану. Уравнения регрессии составлены по каждому из семи пунктов наблюдений отдельно для холодной и теплой частей года, по четырем зонам в зависимости от направления ветра (с учетом расположения источников выбросов). В общей сложности для прогноза концентраций пыли и сернистого газа составлено 112 уравнений. В качестве основных предикторов использовались величина $1/u$, обратная скорости ветра u , и температура воздуха T . Кроме того, рассматривалась возможность учета продолжительности осадков, туманов, солнечного сияния в течение суток, а также параметров, характеризующих устойчивость нижнего слоя атмосферы. Однако связи между указанными параметрами и загрязнением воздуха оказались весьма слабыми, поэтому эти параметры не включались в прогностическую схему. В итоге уравнение для расчета концентрации q по Бенари имеет вид

$$q = b_0 + \frac{b_1}{u} + b_2 T. \quad (4.3)$$

Проверка уравнения (4.3) на независимом материале показала его определенную эффективность. Различия между прогностическими и измеренными концентрациями составляют в среднем 30—40 %. При этом экстремально высокие концентрации прогнозировались хуже, чем часто встречающиеся. С помощью данного метода, как указывает автор, удалось выявить несколько случаев с выбросами от предприятий, значительно превышающими средние значения, принятые для дней, когда измеренные концентрации были существенно выше расчетных.

Этот метод в последние годы Ван дер Ауера (Van der Auwera, 1982) использовал для прогноза загрязнения воздуха в районе Антверпена.

Мальберг и Редер (Malberg, Röder, 1981) в прогностических целях методом последовательной регрессии исследовали корреляционную связь среднесуточной концентрации q_{SO_2} с метеорологическими и инерционными факторами. Для этой цели были использованы материалы 5-летних наблюдений в центре Западного Берлина и в его окрестностях. В результате было выявлено шесть основных предикторов по степени влияния их на q_{SO_2} в городе. В число их для окрестности города вошли (по степени влияния на q_{SO_2}): направление ветра, начальная концентрация (инерционный фактор), нижняя граница инверсии, устойчивость атмосферы, температура и скорость ветра. Для города порядок этих предикторов оказался иным — наиболее важным стал инерционный фактор, затем устойчивость атмосферы, нижняя граница инверсии, температура, направление и скорость ветра. Из сравнения результатов прогноза концентрации SO_2 и данных наблюдений получены значения погрешности метода (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Ошибки прогноза концентрации (мкг/м³)

Сезон	Город	Окрестности
Весна	29,3	22,5
Лето	17,2	14,1
Осень	33,9	25,7
Зима	49,3	40,6

4.2.2. Совместный прогноз загрязнения воздуха и метеорологических величин. Метод авторегрессии. Метод множественной линейной регрессии в исследованиях японских ученых (Soeda, 1979) получил развитие в целях прогноза загрязнения воздуха на короткий срок (1—3 ч) с применением данных непрерывной регистрации концентрации примесей и некоторых метеорологических величин. Этим же методом осуществляется прогноз и требуемых метеорологических величин.

В этих исследованиях ряд указанных данных, обычно составленных из осредненных за 1 ч значений, представляется следующей статистической моделью:

$$x(k) = A(k, k-1)x(k-1) + b(k-1), \quad (4.4)$$

где $x(k)$ — k -й член ряда, относящийся к k -му часу, отсчитываемому от избранного начального момента времени. В общем случае $x(k)$ представляет собой n -мерный вектор, компоненты которого

определяются значениями концентрации примеси и рассматриваемых метеорологических величин (ветер, температура, влажность, облачность и др.).

Коэффициенты $A(k, k-1)$ в матричной и $b(k-1)$ в векторной формах определяются методом наименьших квадратов по формулам

$$\begin{aligned} A(k, k-1) &= E[x'(k) x'^T(k-1)] E[x'(k-1) x'^T(k-1)]^{-1}, \\ b(k-1) &= E[x(k)] - A(k, k-1) E[x(k-1)], \end{aligned} \quad (4.5)$$

где символ « t » означает транспонирование вектора, « -1 » — обращение матрицы; $x'(k) = x(k) - E[x(k)]$; под E понимается осреднение по ансамблю с учетом суточного хода концентрации примеси и других метеовеличин, т. е. осреднение для фиксированного времени суток.

Прогностические значения $\hat{x}(k|k-m)$ определяются соотношениями вида

$$\hat{x}(k|k-m) = A(k, k-m) x(k-m) + \sum_{j=k-m+1}^k A(k, j) b(j-1),$$

где матрицы $A(k, j)$ находятся из рекуррентных соотношений:

$$A(k, j) = A(k, k-1) A(k-1, k-2) \dots A(j+1, j)$$

$$\text{при } j \leq k+1$$

$$A(k, k) = I$$

Здесь I — единичная матрица.

Частным случаем множественной регрессии является авторегрессия, когда определяется корреляция между значениями исследуемой величины в различные моменты времени. Использование авторегрессии для прогноза представляет по существу статистическую экстраполяцию ряда, полученного по данным наблюдений за предшествующий период времени. Схема этого метода в соответствии с результатами исследований Бокса и Дженкинса (1974) излагается также в работе Соеда (Soeda, 1979). Соеда отмечает, что формально такой схемой можно пользоваться, когда исследуемый ряд данных $x(k)$ (в рассматриваемом случае — ряд ежечасных значений концентраций примесей) представляет стационарный процесс. Однако в общем случае он может относиться к нестационарным условиям. Поэтому предусматривается предварительное разделение исходного ряда $x(k)$ на сумму стационарной составляющей $z(k)$ и тренда $y(k)$ так, что $x(k) = y(k) + z(k)$. Тренд $y(k)$ находится с помощью скользящего осреднения исходного ряда с экспоненциальными весами:

$$y(k) = \lambda \sum_{n=0}^{p-1} (1-\lambda)^n x(k-n),$$

где λ — вес ($0 < \lambda < 1$), а p — длина отрезка ряда, используемого при этом осреднении. Ряд $z(k)$ определяется вычитанием из $x(k)$ величины тренда.

При разработке прогностической схемы полагается, что $y(k)$ является процессом со стационарными приращениями $\Delta y(k)$, где $\Delta y(k) = y(k) - y(k+1)$. Если окажется, что ряд $\{\Delta y(k)\}$ нестационарен, то берутся последующие разности этого ряда и процесс продолжается до тех пор, пока очередные разности не будут стационарными.

Прогноз установившихся процессов $z(k)$ и $\Delta y(k)$ осуществляется с использованием одностипных моделей авторегрессии:

$$z(k) = \sum_{l=1}^{M_1} a_l z(k-l),$$

$$\Delta y(k) = \sum_{l=1}^{M_2} b_l \Delta y(k-l),$$

причем коэффициенты a_l , b_l , а также порядки авторегрессии M_1 и M_2 определяются стандартными методами статистики с использованием уравнения Юла—Уокера для корреляционной функции. Одним из вариантов выбора параметров модели авторегрессии является описанная ниже модель авторегрессии — проинтегрированного скользящего среднего, приспособленная для использования в автоматизированных системах контроля загрязнения атмосферы, которая называется «адаптивный цифровой фильтр». Смысл ее в том, что при заданных значениях M_1 и M_2 прогностические значения на m часов вперед $\hat{z}(k|k-m)$ и $\hat{\Delta y}(k|k-m)$ определяются формулами:

$$\hat{z}(k|k-m) = \sum_{l=1}^{M_1} A_l(m) z(k-m+1-l),$$

$$\hat{\Delta y}(k|k-m) = \sum_{l=1}^{M_2} B_l(m) \Delta y(k-m+1-l).$$

Здесь коэффициенты $A_l(m)$ вычисляются по рекуррентным формулам

$$A_l(m) = a_l \text{ при } m=1; \quad l=1, 2, \dots, M_1;$$

$$A_l(m) = A_l(m-1) A_l(1) + A_{l+1}(m-1) \text{ при } m=2, 3, \dots,$$

$$l=1, 2, \dots, M_1-1;$$

$$A_{M_1}(m) = A_l(m-1) A_{M_1}(1) \text{ при } m=2, 3, \dots$$

Аналогично находятся коэффициенты $B_l(m)$.

Для прогностического значения $\hat{y}(k|k-m)$ величины $y(k)$ следует $\hat{y}(k|k-m) = y(k-m) - \sum_{j=1}^m \hat{\Delta y}(k-j|k-m)$. Затем осуществляется прогноз $\hat{x}(k|k-m)$ с заблаговременностью m шагов величины $x(k)$:

$$\hat{x}(k|k-m) = \hat{y}(k|k-m) + \hat{z}(k|k-m).$$

Для проверки применимости данного метода и изложенного выше метода множественной регрессии к прогнозу на срок от 1 до 3 ч использовались данные наблюдений в центре Токио с июля по декабрь 1971 г. и в Токусиме с мая по июль 1975 г. за концентрациями оксидантов (O_x), NO , NO_2 , CO и SO_2 , а также за скоростью и направлением ветра (добавочно учитывались три состояния погоды: «ясно», «облачно», и «дождливо»). Оценка погрешности прогноза производилась в трех метриках

$$J_M = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^{24} [x_i(k) - \hat{x}_i(k | k-m)]^2,$$

$$J_N = \sum_{i=1}^N \frac{\sum_{k=1}^{24} [x_i(k) - \hat{x}_i(k | k-m)]^2}{\sum_{k=1}^{24} x_i^2(k)},$$

$$J_I = \sum_{i=1}^N \frac{\sum_{k=1}^{24} [x_i(k) - \hat{x}_i(k | k-m)]^2}{\sum_{k=1}^{24} [x_i^2(k) + \hat{x}_i^2(k | k-m)]}. \quad (4.6)$$

В табл. 4.7 приводятся результаты проверки для указанных методов, а также для инерционного прогноза, согласно которому сохранялись исходные значения прогнозируемых величин.

Таблица 4.7

Результаты проверки метода прогноза

Заблаговременность прогноза, ч	Метрика	Методы прогноза		
		множественная регрессия	авторегрессия	инерционный прогноз
1	J_M	2662	2602	3168
	J_N	1,07	1,05	1,17
	J_I	0,53	0,52	0,59
2	J_M	5650	5785	8711
	J_N	2,60	2,69	3,08
	J_I	1,24	1,25	1,54
3	J_M	9029	9312	15 157
	J_N	4,01	4,27	5,21
	J_I	1,86	1,91	2,61

Как видно из табл. 4.7, при прогнозе на 1 ч вперед лучшие результаты дает метод авторегрессии, а на 2 и 3 ч — метод множественной регрессии. Ошибка по инерционному методу несколько больше. Попытка включения в модель множественной линейной регрессии дополнительной метеорологической информации привела не к улучшению, а к ухудшению качества прогноза. В табл. 4.8 приведены значения ошибки прогноза концентрации в различных метриках для трех случаев, в которых соответственно учитывались: 1) скорость ветра и тип погоды (ясно, облачно, дождливо), 2) только скорость ветра, 3) только тип погоды; для четвертого случая не учитывались ни тип погоды, ни скорость ветра.

Таблица 4.8

Метрика	Ошибки прогноза			
	Случай			
	1	2	3	4
J_M	2221	2131	2013	2020
J_N	0,891	0,854	0,811	0,814
J_I	0,450	0,431	0,401	0,409

На основе данных измерений в Токио оценивалась также точность прогноза концентрации примеси в конкретный срок 13 ч (табл. 4.9).

4.2.3. Использование линейно-логарифмической регрессии. В работах Хошеле (Höschel, 1965), Брингфелта (Bringfelt, 1971), Каспшицки (Kaspszycki, 1971), Чандлера (Chandler, 1978) и др. при использовании методов множественной регрессии корреляционные соотношения устанавливались для логарифма концентрации примеси исходя из того, что распределение концентраций обычно близко к логнормальному. Брингфелт (Bringfelt, 1971) использовал данный метод для прогноза средних концентраций SO_2 в Стокгольме в зимнее время и предложил на этой основе предикторы неблагоприятных условий погоды. Коэффициент корреляции составил 0,83.

Каспшицки (Kaspszycki, 1971) разработал схему статистического прогноза запыленности воздуха с использованием материалов измерений среднесуточных концентраций пыли на сети станций в Польше. В качестве предиктанта взяты логарифмы концентраций, а предикторов — количество выпавших за сутки осадков, скорость приземного ветра, высота нижней границы инверсионного слоя (при приземной инверсии эта высота принимается равной 0). Автор отметил, что согласование прогностических и фактических концентраций в данном случае выше, чем при использовании простого уравнения линейной регрессии без предваритель-

Характеристика точности прогноза концентрации примесей

Прогнозируе- мая примесь	Предикторы	Сроки изме- рения предик- торов, ч	Прогностические зна- чения, (100 млн) ⁻¹		Доверитель- ный интервал	Фактические значения	
			среднее	стандарт- ное откло- нение		сред- нее	стан- дартное откло- нение
O _x	O _x	8, 9, 10, 11, 12	13,68	4,98	12,80—14,56	13,85	4,56
	NO ₂	8, 9, 10, 11, 12	14,00	2,90	13,49—14,51		
	SO ₂	8, 9, 10, 11, 12	13,55	4,28	13,44—13,66		
	O _x , NO, NO ₂	8	13,54	0,64	13,43—13,65		
	CO, SO ₂	10	13,83	0,96	13,66—14,00		
	O _x	12	14,03	2,44	13,60—14,46		
CO	O _x , NO, NO ₂	8, 9, 10, 11, 12	2,69	3,23	2,12—3,26	2,81	1,65
	CO, SO ₂	8	2,98	0,71	2,86—3,10		
SO ₂	O _x , NO, NO ₂	8	8,82	2,41	8,39—9,24	8,25	5,42
	CO, SO ₂	10	9,10	3,24	8,52—9,68		
		12	8,53	4,40	7,75—9,31		

ного преобразования (коэффициенты корреляции составляют соответственно 0,64 и 0,58).

В работе Ньюлла и Ивеса (Newall, Eaves, 1962) рассмотрены связи только между скоростью ветра и среднесуточной концентрацией сернистого газа в Лондоне, осредненной по материалам 12 пунктов. При обработке данных исключались дни с осадками. Хёшеле (Höschel, 1965) получил корреляционное уравнение для условий г. Карлсруэ (ФРГ) с использованием двух предикторов: скорости ветра и величины $0,25 - T$, где T — температура в °C. Коэффициент множественной корреляции между логарифмом суточной концентрации SO₂ и предикторами составил 0,81.

Исследования Марча и Фостера (March, Foster, 1967) были построены на материалах наблюдений в английском городе Реддинг с использованием осредненных по 40 пунктам шестичасовых концентраций сернистого газа. Они рассмотрели также некоторые метеорологические предикторы, в том числе характеристики вертикального и горизонтального турбулентного обмена, а также облачность.

Метод логарифмического регрессионного анализа использовался Элсоном и Чандлером (Elson, Chandler, 1978) для прогноза среднесуточных концентраций пыли и двуокиси серы. В качестве исходных данных принимались результаты наблюдений на

66 пунктах в Манчестере и 20 пунктах в Ноттингеме. Формула для расчета концентрации SO_2 в Манчестере имеет вид

$$q = \frac{k(24 - T)^{0,37} q_0^{0,25}}{u^{0,34} L_0^{0,11}}.$$

Здесь q — среднесуточная концентрация сернистого газа, осредненная по всему городу (мг/м^3), T — температура воздуха, u — скорость ветра, L_0 — высота слоя перемешивания, q_0 — концентрация в предшествующий день, k — коэффициент. Значения метеорологических параметров так же, как и концентраций, осреднялись за сутки. Коэффициент корреляции между расчетными и фактическими данными достигал 0,89. Погрешность прогноза методом линейно-логарифмической регрессии значительно возрастает в случаях больших концентраций, что связано с невозможностью учета эффектов слабого рассеивания примесей в застойных условиях и влияния туманов.

Подводя итоги следует отметить, что полученные на основе множественной линейной регрессии связи между загрязнением воздуха и метеорологическими параметрами не всегда достаточно тесные, поскольку одни и те же условия погоды могут оказывать разное воздействие в зависимости от параметров и размещения источников. К тому же характер реальных связей имеет в общем случае нелинейный характер.

4.3. Фильтрация случайных процессов

При развитии методов прогноза загрязнения воздуха существенное значение приобретает исключение из исходной информации и исследуемых процессов случайных эффектов. Это связано не только с необходимостью учета большого числа недостаточно определенных факторов, но и с тем, что часть из них (например, трансформация примесей, взаимодействие примесей с подстилающей поверхностью и т. п.) нередко совсем не принимаются во внимание. Всегда имеются и случайные погрешности измерений. В прогнозируемых величинах вследствие указанных эффектов создается некий случайный фон или «шум». Фильтрация (исключение) шумов должна, естественно, повысить достоверность и оправдываемость прогнозов. В целях такой фильтрации при рассмотрении случайных процессов в современном статистическом анализе, в частности в исследованиях по автоматическим системам контроля, развит ряд приемов. Некоторые из них были доложены на Международном симпозиуме в Киото (Япония), состоявшемся в 1977 г. и на совещании в Международном институте по системному анализу в Лаксенбурге (Австрия) в 1979 г.

4.3.1. Методы оптимальной фильтрации Колмогорова и Винера. В ряде рассмотренных выше работ, использующих, в частности, метод авторегрессии, статистический прогноз загрязнения воздуха осуществляется по данным о предшествующем ходе концентрации примеси. Для выяснения возможностей такого подхода, включая

оценку достижимой заблаговременности прогноза при заданном уровне ошибки, а также точности прогноза в зависимости от характеристик изменения концентрации, бельгийским ученым Кокю (Cocquyt, 1978) был применен метод фильтрации шумов. При этом в качестве исходной информации использовались не данные фактических наблюдений, а стохастическая модель их, что позволило контролировать и изменять характеристики исследуемого процесса.

В работе Кокю допускается, что рассматриваемый процесс можно представить как результат фильтрации белого шума, т. е. шума с нулевым средним значением. Кроме того, полагается, что рассматриваемому процессу свойственно наличие трех характерных масштабов времени или соответственно определяемых ими трех частей при его спектральном разложении. Поэтому достаточно ограничиться фильтрами не выше третьего порядка. Прогноз такого процесса достаточно эффективно может быть осуществлен на основе теории оптимальной фильтрации, разработанной Колмогоровым и Винером. Согласно этой теории принимается, что сигнал $x(t)$, полученный пропусканием белого шума через фильтр третьего порядка, т. е. моделирующий случайный процесс изменения концентрации, поступает на вход «прогностического фильтра» (импульсная переходная функция которого обозначается $w_0(t)$). Задача состоит в подборе функции $w_0(t)$, обеспечивающей минимизацию ошибки $e(t)$, равной разности между прогностическим значением концентрации и ее ожидаемым значением $d(t)$. Как показано Колмогоровым и Винером, минимум среднего квадрата ошибки $e^2(t)$ достигается в том случае, когда $w_0(t)$ удовлетворяет интегральному уравнению Винера—Хопфа

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varphi_{xx}(u-v) w_0(v) dv = \varphi_{xd}(u) \quad (4.7)$$

для всех $u \geq 0$. Здесь $\varphi_{xx}(\tau)$ — автокорреляционная функция сигнала $x(t)$, $\varphi_{xd}(\tau)$ — кросскорреляционная функция сигналов $x(t)$ и $d(t)$. Искомая функция $w_0(t)$ должна удовлетворять также условию физической реализуемости

$$w_0(v) = 0 \quad \text{при } v < 0, \quad (4.8)$$

в результате чего интеграл в (4.7) можно считать распространенным только на область $(0, \infty)$.

Решение интегрального уравнения (4.7) с условием (4.8), полученное методом факторизации, имеет вид

$$w_0(s) = \frac{1}{\varphi_{xx}^+(s)} \left[\frac{\varphi_{xd}(s)}{\varphi_{xx}^-(s)} \right]^+, \quad (4.9)$$

где $w_0(s)$, $\varphi_{xd}(s)$, $\varphi_{xx}(s)$ — преобразование Фурье соответствующих функций от t . Функция $\varphi_{xx}^+(s)$, например, определяется так, чтобы она была аналитической функцией комплексного перемен-

ного s , все полюса и нули которой расположены в левой полуплоскости (для $\varphi_{xx}^-(s)$ — в правой полуплоскости), и чтобы отношение $\varphi_{xx}^+(s)/\varphi_{xx}^-(s)$ давало функцию $\varphi_{xx}(s)$. Аналогично сомножитель в квадратных скобках обозначает часть функции $\varphi_{xd}(s)/\varphi_{xx}^-(s)$, нули и полюса которой лежат в левой полуплоскости. Соотношение (4.9) может быть также переписано в виде

$$w_0(s) = \frac{1}{G(s)} L F^{-1} \left[\frac{\varphi_{sd}(s)}{G(-s)} \right], \quad (4.10)$$

где $G(s)$ — переходная функция фильтра, L — символ преобразования Лапласа, F^{-1} — символ преобразования Фурье.

Мерой предсказуемости процесса является величина r^2 , которая определяется по формуле

$$r^2 = 1 - \sigma_e^2 / \sigma_x^2, \quad (4.11)$$

где σ_x^2 — дисперсия сигнала x , σ_e^2 — дисперсия ошибки, возникающей при использовании прогностического фильтра. Можно показать, что

$$r^2 = \varphi(0) / \varphi_{xx}(0), \quad (4.12)$$

где

$$\varphi(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) f(t + \tau) dt, \quad (4.13)$$

а

$$f(t) = F^{-1} \left[\frac{\psi_{sd}(s)}{G(-s)} \right], \quad (4.14)$$

где $G(s)$ — преобразование Фурье переходной функции фильтра процесса.

Следовательно, функция $\varphi(\tau)$ в (4.13) является автокорреляционной функцией для $f(t)$. Подстановка (4.13) в (4.12) дает

$$r^2 = \frac{1}{\sigma_x^2} \int_0^{\infty} f^2(t) dt. \quad (4.15)$$

Если обозначить через A коэффициент ослабления (на нулевой частоте) для фильтра третьего порядка, а сам этот фильтр представить в виде суперпозиции трех фильтров первого порядка с постоянными времени s_1 , s_2 и s_3 , то при времени прогноза t_d процедура вычислений будет состоять из следующих четырех шагов.

Первый шаг состоит в нахождении $F^{-1} \left[\frac{A \exp(st_d)}{(1 + s_1 s)(1 + s_2 s)(1 + s_3 s)} \right]$

В результате следует

$$f(t) = A \left[\frac{s_1 \exp\left(-\frac{t_d + t}{s_1}\right)}{(s_1 - s_2)(s_1 - s_3)} + \frac{s_2 \exp\left(-\frac{t_d + t}{s_2}\right)}{(s_2 - s_3)(s_2 - s_1)} + \frac{s_3 \exp\left(-\frac{t_d + t}{s_3}\right)}{(s_3 - s_1)(s_3 - s_2)} \right]. \quad (4.16)$$

Второй шаг заключается в выполнении преобразования Лапласа от $f(t)$:

$$L[f(t)] = A \left[\frac{s_1^2 \exp\left(-\frac{t_d}{s_1}\right)}{(s_1 - s_2)(s_1 - s_3)(1 + s_1 s)} + \frac{s_2^2 \exp\left(-\frac{t_d}{s_2}\right)}{(s_2 - s_3)(s_2 - s_1)(1 + s_2 s)} + \right. \\ \left. + \frac{s_3^2 \exp\left(-\frac{t_d}{s_3}\right)}{(s_3 - s_1)(s_3 - s_2)(1 + s_3 s)} \right]. \quad (4.17)$$

Третий шаг — определение переходной функции $H(s)$ оптимального предиктора $H(s) = \frac{1}{G(s)} L[f(t)]$:

$$H(s) = s_1 s_2 s_3 s^2 \left[\frac{s_1 r_1}{(s_1 - s_2)(s_1 - s_3)} + \frac{s_2 r_2}{(s_2 - s_3)(s_2 - s_1)} + \right. \\ \left. + \frac{s_3 r_3}{(s_3 - s_1)(s_3 - s_2)} \right] + s \left[\frac{s_1^2 (s_2 + s_3) r_1}{(s_1 - s_2)(s_1 - s_3)} + \frac{s_2^2 (s_3 + s_1) r_2}{(s_2 - s_3)(s_2 - s_1)} + \right. \\ \left. + \frac{s_3^2 (s_1 + s_2) r_3}{(s_3 - s_1)(s_3 - s_2)} \right] + \left[\frac{s_1^2 r_1}{(s_1 - s_2)(s_1 - s_3)} + \frac{s_2^2 r_2}{(s_2 - s_3)(s_2 - s_1)} + \right. \\ \left. + \frac{s_3^2 r_3}{(s_3 - s_1)(s_3 - s_2)} \right], \quad (4.18)$$

где

$$\begin{aligned} r_1 &= \exp(-t_d/s_1), \\ r_2 &= \exp(-t_d/s_2), \\ r_3 &= \exp(-t_d/s_3). \end{aligned} \quad (4.19)$$

На четвертом шаге вычисляется предсказуемость r^2 по формуле (4.15). При этом

$$r^2 = \frac{0,5A^2}{(s_1 - s_2)^2 (s_2 - s_3)^2 (s_3 - s_1)^2 [s_1^2 (s_2 - s_3)^2 r_1^2 + s_2^2 (s_1 - s_3)^2 r_2^2 + s_3^2 (s_1 - s_2)^2 r_3^2]} - \\ - \frac{2A^2}{(s_1 - s_2)(s_2 - s_3)(s_3 - s_1) \left[\frac{s_1^2 s_2^2 r_1 r_2}{s_1^2 - s_2^2} + \frac{s_2^2 s_3^2 r_2 r_3}{s_2^2 - s_3^2} + \frac{s_3^2 s_1^2 r_3 r_1}{s_3^2 - s_1^2} \right]}. \quad (4.20)$$

Как следует из (4.18), прогностический фильтр Винера линеен и в рассматриваемом случае имеет вид

$$H(s) = A_2(s_1, s_2, s_3, t_d) s^2 + A_1(s_1, s_2, s_3, t_d) s + A_0(s_1, s_2, s_3, t_d). \quad (4.21)$$

Это означает, что при прогнозе, кроме самого сигнала, используются только его первая и вторая производные. Графики зависимости функций A_0 , A_1 и A_2 от t_d могут быть построены для любых

значений s_1 , s_2 и s_3 и сопоставлены с аналогичными коэффициентами для параболического фильтра

$$P(s) = B_2 s^2 + B_1 s + B_0, \quad (4.22)$$

где $B_2 = \frac{1}{2} t_d^2$, $B_1 = t_d$, $B_0 = 1$.

Фильтр $P(s)$ выбран из условия «параболичности», т. е. должен, как и $H(s)$, описываться полиномом второй степени по s , причем коэффициенты этого полинома обеспечивают совпадение

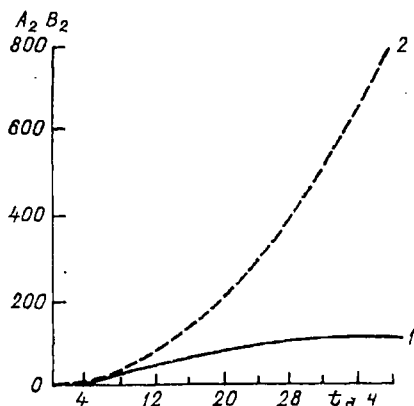


Рис. 4.10. Зависимость коэффициентов A_2 и B_2 в (4.21) и (4.22) от срока прогноза t_d .

1 — фильтр Винера, 2 — параболический фильтр.

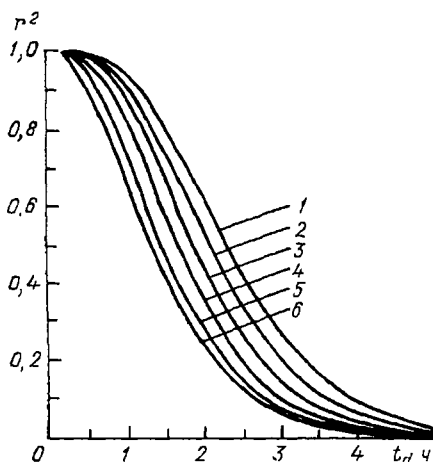


Рис. 4.11. Зависимость предсказуемости r^2 от срока прогноза t_d (при $s_1 = s_3 = 1$).

Кривая 1 2 3 4 5 6
 s_2 0,99 0,70 0,50 0,30 0,10 0

для момента $t_d = 0$ как фактического и прогностического сигналов, так и их первых и вторых производных. Иначе говоря, фильтр $H(s)$ обеспечивает наилучшую среднеквадратическую аппроксимацию, а $P(s)$ — наилучшую аппроксимацию в точке. На рис. 4.10 приведена зависимость функций A_2 и B_2 от t_d при $s_1 = 16$, $s_2 = 20$ и $s_3 = 25$.

Из анализа аналогичных графиков для A_0 и B_0 видно, что в винеровском фильтре влияние сигнала на результат прогноза по мере увеличения заблаговременности уменьшается в отличие от параболического фильтра $P(s)$, в котором при любой заблаговременности сигнал играет одну и ту же роль. Влияние первой производной при использовании $P(s)$ растет линейно. В случае винеровского фильтра кривая для $A_1(t_d)$ при малых t_d имеет такой же наклон, однако при увеличении t_d достигает максимума и при дальнейшем росте t_d стремится к нулю. Наиболее значительное различие оказывается между $A_2(t_d)$ и $B_2(t_d)$. В случае $P(s)$ влияние второй производной возрастает с ростом t_d как

$t_d^2/2$. Кривая для $A_2(t_d)$ только вначале близка к $B_2(t_d)$, а потом достигает максимального значения и асимптотически стремится к нулю.

Результаты расчета зависимости предсказуемости r^2 от t_d представлены на рис. 4.11. Из приведенных кривых, а также результатов других расчетов следует, что при $0 \leq t_d \leq \frac{s_1 + s_2 + s_3}{4}$ предсказуемость мало отличается от 1, а при дальнейшем увеличении t_d она начинает убывать. При $t_d \leq \frac{s_1 + s_2 + s_3}{2}$ предсказуемость близка к 0,80 (несколько меньше она в случае, если какие-то из констант s_1, s_2, s_3 различаются на порядок и более), а дальнейшее увеличение заблаговременности прогноза сопровождается резким убыванием r^2 .

Для грубых оценок можно приближенно считать, что $r^2 = 0,95$ при $t_d = \frac{s_1 + s_2 + s_3}{5}$; $r^2 = 0,9$ при $t_d = \frac{s_1 + s_2 + s_3}{4}$ и $r^2 = 0,8$ при $t_d = \frac{s_1 + s_2 + s_3}{2}$. При значительном различии величин s_i ($i=1, 2, 3$) значению $t_d = \frac{s_1 + s_2 + s_3}{4}$ соответствует $r^2 = 0,8$.

Некоторые результаты моделирования на ЭВМ случайного процесса изменения концентрации примеси, основанного на применении фильтра третьего порядка и прогноза этого процесса с использованием различных фильтров, представлены графически. Во всех случаях заблаговременность соответствовала предсказуемости 0,9 или выше, т. е. выбиралось $t_d = \sum s_i/4$ или $t_d = \sum s_i/5$, а постоянные времени принимались: $s_1 = 16$, $s_2 = 20$, $s_3 = 25$. Из сопоставления модельного процесса и результатов его прогноза с помощью винеровского фильтра при $t_d = 10$ и $t_d = 15$ видно, как меняется качество прогноза при уменьшении предсказуемости от 0,95 до 0,9.

Поскольку Кокю анализировал ситуацию, когда прогноз загрязнения воздуха дается без использования добавочной метеорологической информации, его результат характеризует максимум возможного, что можно получить с использованием только внутренней связности процесса изменения загрязнения воздуха.

Для реальных флуктуаций концентрации примеси в течение суток в городе, согласно приведенным в п. 4.1 данным Зайцева (1973), характерные времена составляют 3 мин, 20 мин и 8 ч (см. рис. 4.7). Поскольку различие между этими временами весьма велико, то предсказуемость $r^2 = 0,8$ должна соответствовать значению $t_d = \frac{1}{4} \sum s_i$, так что $t_d = 2$ ч — верхний предел заблаговременности для таких прогностических схем.

Уравнение Винера—Хопфа используется также при фильтрации шумов для разработки метода прогноза загрязнения воздуха посредством представления временного ряда концентрации с по-

мощью уравнения авторегрессии проинтегрированного скользящего среднего (сокращенно ARIMA — от Auto Regressive Integrated Moving Average). Этот способ, упомянутый в п. 4.2.2, был разработан Боксом и Дженкинсом (1974) и использован в целях анализа и прогноза изменений концентрации примеси в работах Мерца (Merz, 1972), МакКоллистера и Вильсона (McCollister, Wilson, 1975), Чока и др. (Chock et al., 1975), а также в статьях Соеда (Soeda, 1979), Фронза и др. (Fronza et al., 1979), Савагери и др. (Sawageri et al., 1978).

4.3.2. Фильтр Калмана. В ряде последних работ по прогнозу загрязнения воздуха для исключения шумов используется фильтр Калмана (Kalman, 1960). Применение его так же, как и фильтрация шумов, рассмотренная в п. 4.3.2, по существу относится к схемам линейной регрессии. Достоинство фильтра Калмана заключается в возможности учета ошибок измерений и статистического моделирования через характеристики шума системы, сокращения размерности модели за счет прогноза концентрации примесей, удобства численной реализации алгоритма на ЭВМ. Согласно работе Соеда (Soeda, 1979), в простейшем случае, когда прогнозируются и измеряются одни и те же элементы, используется исходная статистическая модель процесса в виде

$$\begin{aligned}x(k) &= A(k, k-1)x(k-1) + b(k-1) + u(k-1), \\y(k) &= x(k) - v(k),\end{aligned}\quad (4.23)$$

где $y(k)$ — вектор измерения процесса $x(k)$.

Уравнение (4.23), сходное с (4.4), использовано в той же работе Соеда при изложении метода множественной регрессии. Отличие уравнения (4.23) состоит в том, что в него введены добавочные члены $u(k-1)$ и $v(k)$ — n -мерные независимые векторы «шума» с нулевым средним, т. е. «белого шума», характеризующиеся ковариационными матрицами соответственно $Q(k)$ и $R(k)$.

Прогностическое уравнение $x(k)$ для k -го часа на m часов вперед совпадает по форме с использованным выше уравнением (4.5). Оно также имеет вид

$$\begin{aligned}\hat{x}(k|k-m) &= A(k, k-m)\hat{x}(k-m|k-m) + \\&+ \sum_{j=k-m+1}^k A(k, j)b(j-1),\end{aligned}\quad (4.24)$$

но фильтрованные значения $\hat{x}(i|i)$ получаются с применением фильтра Калмана:

$$\begin{aligned}\hat{x}(i|i) &= \hat{x}(i|i-1) + k(i)[y(i) - \hat{x}(i|i-1)], \\P(i|i) &= P(i|i-1) - k(i)P(i|i-1), \\k(i) &= P(i|i-1)[P(i|i-1) + R(i)]^{-1},\end{aligned}\quad (4.25)$$

$$\hat{x}(i|i-1) = A(i, i-1)\hat{x}(i-1|i-1) + b(i-1),$$

$$P(i|i-1) = A(i, i-1)P(i-1|i-1)A^T(i|i-1) + Q(i-1),$$

где $P(i|j)$ означает ковариационную матрицу ошибок оценки $\hat{x}(i|j)$.

Проверка результатов прогноза проводилась по данным измерений содержания в воздухе O_x , CO, SO_2 , NO и NO_2 , причем в качестве предикторов использовались концентрации некоторых из этих примесей. Для оценки погрешности прогноза применялась метрика

$$J = \frac{1}{24} \sum_{k=1}^{24} \left\{ \frac{\|x(k) - \hat{x}(k|k-m)\|^2}{\|x(k)\|^2} \right\}.$$

Одновременно оценивалась погрешность инерционного прогноза, когда сохранялись исходные значения прогнозируемых величин. Для него оказалось $J=0,628$. Полученные результаты для случая использования различных предикторов даны в табл. 4.10, из которой следует, что применение фильтра Калмана ведет к уменьшению погрешности по сравнению с инерционным прогнозом почти в два раза.

Таблица 4.10

Результаты проверки прогноза

Предикторы	J	Предикторы	J
O_x	0,380	O_x, SO_2, CO	0,331
CO	0,339	O_x, CO, NO	0,490
SO_2	0,418	O_x, SO_2, NO_2	0,436
NO	0,347	NO, NO_2	0,325
NO_2	0,325		

Наибольшая прогностическая точность достигается при использовании в качестве предиктора только O_x . Увеличение количества регистрируемых примесей, как видно, не всегда приводит к улучшению результатов прогноза.

Сопоставление полученных погрешностей с результатами прогноза по более простым статистическим моделям, в частности, указанным в п. 4.2, позволяет сделать вывод, что введение фильтра Калмана повышает точность прогноза.

В работе Фронза и др. (Fronza et al., 1979) также делается вывод, что использование фильтра Калмана позволяет снизить погрешности рассмотренного в п. 3.5 численного метода прогноза загрязнения воздуха, предложенного Рунка и др. (Runca et al., 1979). Однако реализация алгоритма фильтра Калмана связана с довольно большими затратами времени счета на ЭВМ.

4.4. Применение метода разложения на естественные 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 :

$$q(x, t) = \bar{q}(x) + \sum_{k=1}^N \alpha_k(t) \varphi_k(x). \quad (4.26)$$

При определенном выборе коэффициентов $\alpha_k(t)$ 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 этот 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. Статистические ортогональные или естественные функции $\varphi_k(x)$ являются собственными векторами ковариационной 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):

$$r_{ij} = \overline{q_i q_j} - \bar{q}_i \bar{q}_j. \quad (4.27)$$

Естественные функции φ_k при этом удовлетворяют уравнению

$$R\varphi_k = \lambda_k \varphi_k, \quad (4.28)$$

где λ_k — собственные числа матрицы R . Функции φ_k перенумерованы в порядке убывания соответствующих им λ_k . Коэффициенты разложения α_k находятся по формуле

$$\alpha_k(t) = \sum_{i=1}^N \varphi_{ki} q'_i(t), \quad (4.29)$$

где $q'_i(t)$ — отклонения $q_i(t)$ от среднего значения $\bar{q}_i$. Анализ показывает, что уже сумма первых нескольких членов разложения (4.29) позволяет достаточно полно оценить изменчивость изучаемых величин. Последующие члены характеризуют мелкомасштабные флуктуации и сильно зависят от погрешностей измерений. Их отбрасывание позволяет отфильтровать шумы и повысить надежность исходной информации. При таком подходе большую совокупность данных наблюдения на сети пунктов в городе удастся охарактеризовать всего лишь несколькими первыми коэффициентами разложения.

Часто бывает достаточно положить

$$q(x, t) \approx \bar{q}(x) + \alpha_1(t) \varphi_1(x). \quad (4.30)$$

Это означает, что уже первая естественная функция передает основные особенности пространственного поведения поля концентрации примеси и одновременные изменения концентрации по всему городу. По коэффициенту $\alpha_1(t)$ можно судить, во сколько раз увеличился или уменьшился общий уровень загрязнения на рассматриваемой сети пунктов. Соотношение между компонентами вектора $\Phi_i(x)$ показывает, как относятся между собой изменения концентрации на различных пунктах наблюдений при одновременном изменении общего уровня загрязнения атмосферы.

В общем случае, если в (4.26) учитывается несколько членов разложения, то первый из них характеризует ту часть общей изменчивости, которая определяется

одновременными изменениями уровня загрязнения по всему городу, а второй — основные отклонения от них.

На рис. 4.12 представлены вычисленные естественные функции для Свердловска (Вавилова и др., 1969). Расчеты показали, что первый член разложения для сернистого газа содержит меньше информации,

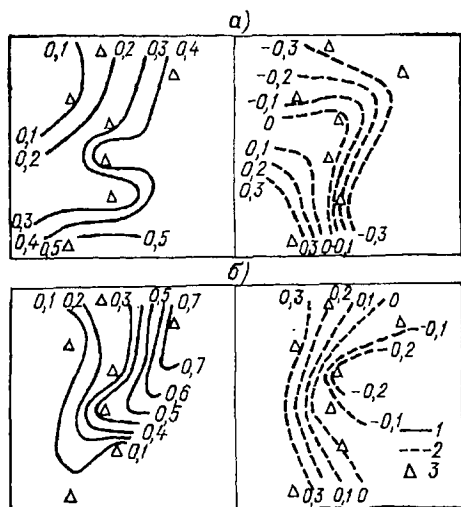


Рис. 4.12. Естественные функции разложения поля концентрации SO_2 (а), NO_2 (б) в Свердловске.

1 — Φ_1 , 2 — Φ_2 , 3 — пункты наблюдений.

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 и в значительной степени описываемые членами разложения более высокого порядка.

На рис. 4.13 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. 4.13 отмечается определенное различие во временном ходе.

Метод разложения по естественным ортогональным функциям для анализа и прогноза загрязнения воздуха сернистым газом и распределения температур в Братиславе был использован в работах Хесека (Hesek, 1974), а для анализа поля концентраций SO_2 в Сент-Луисе — в работах Петерсона (Peterson, 1970). На основе данного метода был разработан статистический прогноз средней по пяти городам Бельгии концентрации сернистого газа в воздухе (Van der Auwera, 1982).

Елекоева и Чувашина (1979) применили такой метод для анализа поля концентрации SO_2 по данным непрерывной регистрации

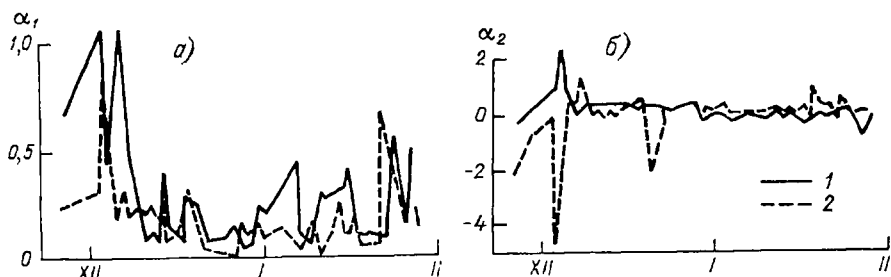


Рис. 4.13. Изменения со временем коэффициентов α_1 (а) и α_2 (б) в (4.26) для SO_2 (1) и NO_2 (2).

ее с помощью автоматического газоанализатора на 12 пунктах в Ленинграде. За период с декабря 1971 г. по февраль 1972 г. исследованы среднечасовые значения концентраций, полученные по трем двадцатиминутным интервалам. При анализе выбирались периоды наблюдений 37 и 43 дня и интервалы осреднения 1, 3 и 6 ч.

Из анализа полученных результатов следует, что коэффициенты при первых трех естественных функциях достаточно устойчивы и слабо зависят как от общего периода наблюдений, так и от внутреннего интервала осреднения. Вклад первой функции в суммарную дисперсию концентрации SO_2 составил 43 %, второй — 15 % и третьей — 13 %. Как и в рассмотренной работе Вавиловой и др. (1969) поле первой естественной функции оказалось сходным с полем распределения концентрации SO_2 по городу.

Из сравнения распределения второй составляющей разложения поля концентрации SO_2 с полем температуры в Ленинграде установлено их сходство. Следовательно, можно сделать вывод, что эта составляющая связана с влиянием характерных для города распределений температуры. На основании анализа поведения третьей составляющей получено, что она определяется влиянием направленного переноса на формирование поля концентрации.

В этой же работе сравнивались полученные результаты для Ленинграда с указанными выше данными для Свердловска и Братиславы. Во всех трех городах вклад первой составляющей оказался наибольшим (соответственно 43, 48 и 53 %). Поле второй

составляющей для Ленинграда и Братиславы более тесно связано с характером распределения температуры, наличием «острова тепла» в городе, а для Свердловска — с направлением переноса примеси.

Аналогичный анализ был выполнен Елекоевой (1982) для одного из городов Западной Сибири. Использовались данные наблюдений за концентрациями SO_2 в утренние (6—12 ч) и вечерние (15—21 ч) сроки наблюдений в течение 1969—1971 и 1974—1979 гг. В результате оказалось, что информация, описываемая первым членом разложения, определяет 58,8 %, вторым — 13,6 %, третьим — 5,8 % и четвертым — 5,6 % суммарной дисперсии.

В работе Каспшицки (Kaspszycki, 1972) для составления схемы прогноза коэффициента разложения по естественным ортогональным составляющим $\alpha_i(t)$ был применен метод множественной регрессии. Из большого числа рассматриваемых предикторов в уравнении регрессии оставлялись те из них, которые обеспечивали минимальную дисперсию. Так, для прогноза коэффициента при первом члене разложения среднесуточных концентраций сернистого газа в воздухе для Варшавы в уравнение регрессии включено четыре предиктора: мощность приземной инверсии; концентрация сернистого газа за предшествующий день, осредненная по данным всех наблюдательных пунктов; высота слоя перемешивания; среднесуточная скорость ветра.

Переход от прогностических значений α_i к значениям концентраций на отдельных пунктах города осуществляется по формуле

$$q_j = \bar{q}_j + \sum_{i=1}^N \alpha_i \varphi_{ij},$$

где j — порядковый номер наблюдательного пункта; n — количество членов разложения, для которых прогнозируется α_i из N общего количества членов разложения, равного количеству пунктов в городе.

Горчиев и Рафиев (1978) разработали метод краткосрочного прогноза загрязнения воздуха для района Апшеронского полуострова, используя в этих целях коэффициенты разложения по естественным функциям некоторых метеорологических полей. Исходный материал состоял из пятилетних данных (1971—75 гг.) о концентрации SO_2 и NO_2 в Баку и Сумгаите, температуре воздуха на ряде стандартных высот по аэрологическим наблюдениям и скорости ветра на девяти метеостанциях, расположенных вблизи указанных городов.

Эти авторы показали, что первые две компоненты разложения для поля концентрации SO_2 дают вклад 65—70 % в общее изменение ее составляющей, для NO_2 — 55 %. Для вертикального распределения температуры этот вклад, определяющий и скорость сходимости разложения, гораздо больше (97 %), что обусловливается значительной корреляцией между значениями температуры на разных уровнях. Для поля скорости ветра такой вклад составляет 75 %. Первые три коэффициента разложения температуры

и скорости ветра использовались в качестве предикторов. Построены соответствующие уравнения регрессии между ними и коэффициентами разложения поля концентрации примеси. При этом получено, что коэффициенты корреляции при рассмотрении периодов времени до 48 ч для полей SO_2 и NO_2 составили соответственно 0,67 и 0,54. Эти результаты использованы для оперативного прогноза концентраций примесей на срок до двух суток.

4.5. Прогноз интегральных показателей загрязнения воздуха в городе. **Использование синоптических методов**

Трудности в установлении статистических связей между загрязнением воздуха и соответствующими предикторами в определенной степени преодолеваются как путем учета одновременного влияния совокупности основных действующих факторов, так и использования обобщенных характеристик содержания примесей 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 концентрации в городе, создающейся вследствие перемешивания многих выбросов. Они в меньшей степени зависят от режима выбросов и в основном определяются метеорологическими факторами. Использование осреднения для получения интегральных характеристик в некоторой степени эквивалентно фильтрации случайных процессов, рассмотренной в п. 4.3. К таким показателям относятся полученные выше коэффициенты при первых членах разложения по ортогональным функциям.

4.5.1. Интегральные показатели. Известен целый ряд интегральных показателей. В качестве одного из простейших в Методических указаниях (1979) предлагается использовать среднее по всему городу значение концентрации отдельных примесей в данный день или срок q_j , нормированное на среднесезонную концентрацию $\bar{q}_j$:

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{q_i}{\bar{q}_i}, \quad (4.31)$$

где индекс j — относится к пункту наблюдений, а N — число пунктов в городе.

Сопькин (1971, 1974) в качестве интегрального показателя загрязнения воздуха ввел величину

$$P = m/n, \quad (4.32)$$

получившую широкое распространение в работах по прогнозу загрязнения воздуха в СССР. В (4.32) n — общее число наблюдений в городе 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 рассматриваемый сезон. 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 приблизительно 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 α_1 . На рис. 4.14 (Еле-

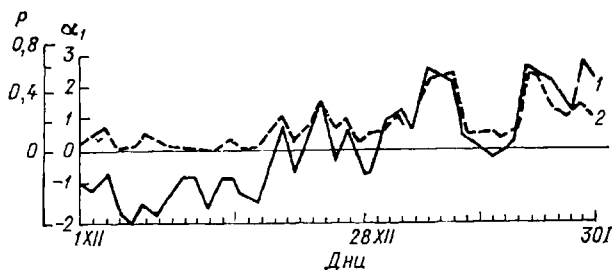


Рис. 4.14. Изменение со временем коэффициента α_1 (1) и параметра P (2).

коева, Чувашина, 1979) и рис. 4.15 (Сонькин, 1979) показана корреляция между P и α_1 . Коэффициент корреляции между ними достигает 0,85—0,95. В общем случае значения P изменяются от 0 до 1. Меньшее значение коэффициента корреляции для СО связано с тем, что загрязнение воздуха окисью углерода обусловлено большей частью выбросами только низких источников — преимущественно автотранспорта.

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 %.

Величина P рассматривается как предиктант и на основании статистической обработки она связывается с предикторами: скоростью ветра, показателями устойчивости атмосферы и др. Анализ показывает, что повышенное загрязнение воздуха для города в целом наблюдается нередко в течение нескольких дней подряд. Параметр P для данного дня существенно зависит от его значения P' за предыдущий день. Если наблюдалось пониженное загрязнение воздуха, то только в 10 % случаев можно ожидать, что на следующий день оно существенно увеличится.

Часто загрязнение воздуха по городу в целом определяется действием большого числа низких источников, на фоне которых проявляется влияние выбросов примеси от отдельных сравни-

тельно высоких труб. В этих случаях значение P существенно зависит от условий, определяющих распространение примеси от низких источников. К неблагоприятным условиям чаще всего относятся ситуации застоя воздуха, представляющие собой сочетание штиля и устойчивой стратификации. Однако в случаях преобладающего выброса на высоких уровнях наибольшие загрязнения

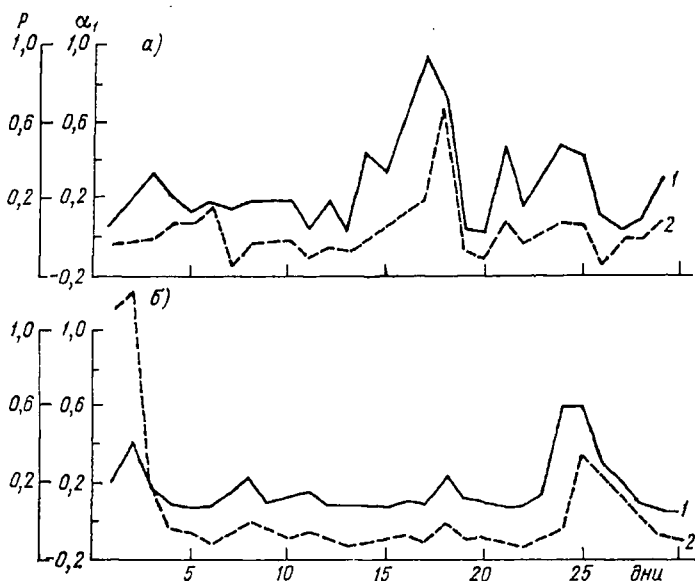


Рис. 4.15. Изменения со временем параметра P (1) и коэффициента α_1 (2) полей концентрации SO_2 (а) и CO (б).

часто наблюдаются при скоростях ветра на уровне флюгера 3—5 м/с.

Отмечается тесная корреляция между P для совокупности примесей и среднесуточной концентрацией отдельных из них. Соответствующие данные (Сонькин и Ивлева, 1982) приводятся в табл. 4.11.

Таблица 4.11

Коэффициенты корреляции между параметром P для совокупности примесей и средними по городу концентрациями отдельных примесей

Город	Примеси		
	SO_2	NO_2	CO
Ленинград	0,86	0,75	0,89
Чита	0,94	0,66	0,63

В случае когда определяется P суммарно для ряда веществ, рекомендуется исключить из них специфические примеси, характерные для отдельных источников

Сонькин (1974) на основании статистического анализа обширного материала наблюдений приводит ряд прогностических признаков для параметра P и данные об оправдываемости применения их в различных городах СССР Согласно этим признакам случаи значительного загрязнения воздуха с $P > 0,35$ возникают при следующих условиях

— в ночные и утренние часы наблюдается ситуация застоя воздуха (скорость ветра до 1 м/с и приземная инверсия), а в предшествующий день отмечается повышенное значение параметра P' ($P' > 0,3$) Данные условия могут осуществляться в любую часть года По материалам всех городов, по которым выполнялся такой анализ, отобрано 123 случая с указанным сочетанием параметров В 89 из них имело место значительное загрязнение воздуха Оправдываемость правила составила более 70 %,

— в дневные часы (по данным наблюдений за 15 ч) отмечается застой воздуха В предшествующий день $P' > 0,15$ Дневные застои наблюдаются обычно в период ноябрь—март Оправдываемость правила — 60 % (33 случая из 57),

— относительно высокая температура воздуха в утренние часы при слабом ветре (0—2 м/с) Значения температуры, при которых ожидается высокий уровень концентрации примесей, различные для разных городов (зимой в Ленинграде температура воздуха должна превышать -6°C , в Свердловске и Красноярске -10°C , в Чите -15°C и т д) Дополнительно требуется, чтобы было $P' > 0,30$ Оправдываемость правила — более 60 % (15 случаев из 24), — ситуации с умеренным ветром (3—6 м/с) и неустойчивой термической стратификацией, наблюдаемая днем, сменяется условиями застоя воздуха вечером ($P' > 0,15$) Такая ситуация чаще всего наблюдается в теплую часть года, однако может иметь место и зимой, особенно в южных городах Оправдываемость правила — около 60 % (19 случаев из 34),

— во второй половине предшествующего дня $P' > 0,4$, а в последующий день в соответствии с метеорологическим прогнозом не ожидается усиления ветра или выпадения значительных осадков Оправдываемость — около 70 % (41 случай из 59),

— скорость ветра 0—1 м/с сопровождается туманом Значительного загрязнения воздуха не наблюдается, если ночью и утром при скорости ветра 0—1 м/с отсутствует приземная инверсия Оправдываемость правила — 97 % (156 случаев из 161)

Относительно пониженное загрязнение воздуха ($P \leq 0,20$) отмечается при следующих условиях

— скорость ветра превышает 5—7 м/с Оправдываемость — около 75 % (86 случаев из 114),

— выпадение умеренного или сильного дождя Оправдываемость около 90 % (61 случай из 67) При выпадении снега очище-

ние воздуха происходит менее эффективно, чем при дожде. В данном случае повторяемость относительно пониженного загрязнения воздуха составила 74 %;

— независимо от метеорологических условий во второй половине предшествующего дня $P' < 0,15$. Оправдываемость — около 90 % (316 случаев из 350).

При анализе фактического материала можно выявить и другие сочетания параметров, определяющие тот или иной уровень загрязнения воздуха. Простейшим способом установления таких сочетаний является анализ метеорологических характеристик, при которых наблюдаются экстремально высокие и экстремально низкие значения параметра P . Найденные при этом метеорологические ситуации или комплексы параметров следует проверить и уточнить по всему имеющемуся материалу.

Можно использовать также качественные выводы о возможном изменении загрязнения воздуха, полученные на основании физических исследований и анализа фактического материала. Например:

— усиление устойчивости нижнего слоя атмосферы при слабом ветре приводит к росту загрязнения воздуха (за счет вклада низких выбросов);

— усиление ветра при устойчивой стратификации приводит к уменьшению загрязнения воздуха;

— неустойчивая стратификация (в холодную часть года при отсутствии приземной инверсии) и усиление ветра до 3—6 м/с вызывают увеличение содержания примесей в городском воздухе (за счет вклада высоких выбросов);

— в холодную часть года при ветре не более 5 м/с и росте температуры воздуха концентрации примесей увеличиваются;

— выпадение осадков способствует очищению воздуха;

— образование туманов является дополнительным фактором, приводящим к повышению концентраций примесей в воздухе.

Такие качественные правила в ряде случаев позволяют ориентировочно определить возможные группы загрязнения воздуха, соответствующие указанным значениям P .

В целях прогноза параметра P применяются и синоптические способы анализа погоды с учетом комплекса метеорологических условий, определяющих распространение примеси.

Использовались синоптические методы для анализа загрязнения воздуха в работах Пешели (Peczely, 1959); Гарнет (Garnett, 1963); Шевчук (1966); Герета (Harada, 1968), Чебаненко и др. (1976) и др.

Было установлено, что загрязнение воздуха усиливается в стационарных антициклонах, а также в длительно сохраняющихся малоградиентных барических полях, в теплых секторах циклонов, если барические градиенты при этом незначительны, и в некоторых других синоптических ситуациях. При быстро перемещающихся антициклонах не обнаруживался существенный рост концентраций в городском воздухе.

Очищение атмосферы в городе отмечалось при активизации циклонической деятельности

Согласно Роскиной (1977), значительное загрязнение воздуха в Ташкенте наблюдалось при антициклоническом поле с радиусом кривизны изобар менее 400 км, а также при выносах тропического воздуха, а относительно чистая атмосфера — при холодных вторжениях, при усилении ветра и выпадении осадков

Иванова и Сонькин (1976) разработали метод прогноза загрязнения воздуха с учетом синоптического материала и данных

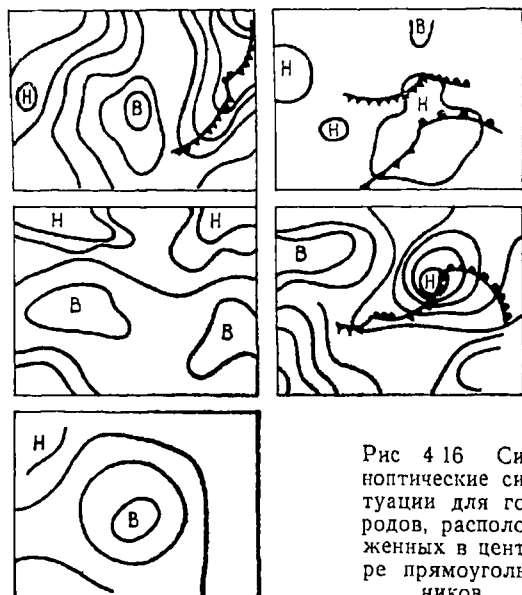


Рис 4.16 Синоптические ситуации для городов, расположенных в центре прямоугольников

наблюдений в Ленинграде. Оказалось, что эффективность данного метода существенно повышается при учете инерционного фактора (исходного значения параметра P'). Одним из условий значительного роста загрязнения воздуха в городе было смещение на рассматриваемую территорию центральной части стационарного антициклона или оси малоподвижного гребня. Для таких барических образований характерны близкое расположение высотных и приземных центров и осей, а также небольшая скорость перемещения (менее 30 км/ч). На рис 4.16 показаны соответствующие синопти-

ческие ситуации. Во всех 26 выделенных случаях, использованных авторами для анализа, отмечался рост концентраций примесей, при этом 19 раз отмечалась группа значительного загрязнения воздуха ($P > 0,35$)

В результате были сформулированы следующие правила. Если процесс стационарирования антициклона или гребня начинается при $P' > 0,15$, то следует прогнозировать значительное загрязнение воздуха с $P > 0,35$. Оправдалось это правило в 16 случаях из 19.

Если в течение периода существования стационарного антициклона или гребня для исходного дня значения $P' > 0,20$, то на первую половину следующего дня прогнозируется также значительное загрязнение воздуха ($P > 0,35$). Оправдалось данное положение в 20 случаях из 28.

Быстро перемещающиеся антициклоны и гребни не сопровождаются случаями значительного загрязнения воздуха. В 29 выделенных дней с перемещением таких барических образований че-

рез Ленинград группа загрязнения воздуха с $P > 0,35$ не отмечалась ни разу.

Особенно большое значение приобретает учет синоптических процессов при анализе и прогнозе длительных периодов (3 дня и более) с высоким загрязнением воздуха.

Развитие синоптических процессов учитывается и при прогнозе потенциала загрязнения атмосферы (см. п. 5.2).

Для интегральной характеристики воздуха в районе агломерации пяти крупнейших городов Бельгии Мале и Жуков (Malet, Joukoff, 1978) использовали показатель, сходный с q (4.31) и P (4.32). Они ввели некоторую концентрацию, среднюю по всем пунктам автоматизированной системы контроля, размещенной в данном районе:

$$\bar{q}_1 = \sum_{i=1}^n a_i q_i / \sum_{i=1}^n a_i.$$

Здесь q_i — среднесуточная концентрация на i -м пункте; $n=24$ — число пунктов; $a_i = q_i^{50}/q_i^{98}$, где q_i^{50} и q_i^{98} — значения среднесуточных концентраций на i -м пункте соответствующей вероятности (50 и 98 %), взятых из выборки за 1968—1973 гг. По $\bar{q}_1$ устанавливается индекс

$$I = \bar{q}_1 / \bar{q}_1^{98},$$

где $\bar{q}_1^{98}$ — определяется в соответствии с 98 %-ной вероятностью для рассматриваемого периода.

Затем выделяются по аналогии с указанными выше группами для P три степени загрязнения в зависимости от значения I : $I > 0,8$ — сильного, $0,5 \leq I \leq 0,8$ — среднего, $I < 0,5$ — слабого загрязнения воздуха.

4.5.2. Интегральная по площади доза. Финзи и др. (Finzi et al., 1979) используют интегральную характеристику, определяемую как дозу загрязнения воздуха по площади DAP (Dosage Area Product) и выраженную через интеграл от концентрации как по площади A , так и по некоторому интервалу времени. В целях прогноза загрязнения воздуха для k -го периода времени в фиксированной области R вводится величина DAP, определяемая соотношением

$$\text{DAP}(k) = \frac{1}{A} \int_R dx dy \int_{kT^*}^{(k+1)T^*} dt q(x, y, t), \quad (4.33)$$

где A — площадь области R , q — концентрация, T^* — интервал времени, к которому относится DAP, равный 1 суткам.

Далее вводится обозначение для дозы, т. е. интеграла по времени от концентрации в фиксированной точке (x, y) :

$$D(x, y, k) = \int_{kT^*}^{(k+1)T^*} q(x, y, t) dt.$$

Тогда из (4.33) следует

$$\text{DAP}(k) = \frac{1}{A} \int_R D(x, y, k) dx dy.$$

Если в области R расположено N пунктов, по результатам наблюдений на которых рассчитано N доз $D_i(k)$ ($i=1, 2, \dots, N$), то, вычисляя интеграл (4.33) по квадратурной формуле, получим

$$\text{DAP}(k) = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N A_i D_i(k), \quad (4.34)$$

где A_i — площадь подобласти R_i , загрязнение воздуха в которой характеризуется измерениями в пункте i . Разделение области R на подобласти R_i осуществляется при этом так, чтобы границы этих областей были многоугольными и чтобы внутри R_i попадали только те точки (x, y) , для которых i -й пункт наблюдений является ближайшим.

В работе Финзи и др. значения DAP, рассчитанные по формуле (4.34), оказались близки к значениям DAP, определенным из (4.33) с использованием оптимальной интерполяции дозы между пунктами при расчете как суточных, так и часовых характеристик.

Схема статистического анализа и прогноза DAP разрабатывалась Финзи и др. применительно к данным наблюдений на указанной в п. 3.5 автоматизированной сети станций по контролю загрязнения воздуха в Венеции. По результатам измерений концентрации SO_2 с 1 июля по 30 сентября 1974 г. рассчитывались значения DAP для трех районов — Марджера, Местре и Венеция (исторический центр города). Все три ряда значений DAP рассматривались как реализация стационарных случайных процессов.

Для ряда суточных и часовых DAP проверка с помощью критерия Колмогорова—Смирнова подтвердила гипотезу о логарифмически нормальном распределении значений DAP. Поэтому прогностические схемы строились для величин $y(k) = \ln \text{DAP}(k)$. Переход от прогностического значения $\hat{y}(k)$ к прогностическому значению $\text{DAP}(k)$ осуществлялся по обратному соотношению $\text{DAP}(k) = \exp \hat{y}(k)$. Исходный процесс $y(k)$ аппроксимировался с помощью указанной в п. 4.2.2 статистической модели авторегрессии — скользящего среднего в соответствии с работой Бокса и Дженкинса (1974).

Выполненное исследование показало, что наилучшая аппроксимация соответствует модели авторегрессии первого порядка (AR(1)):

$$y(k) - \mu = \varphi [y(k-1) - \mu] + \varepsilon(k), \quad (4.35)$$

где μ — среднее значение величин $y(k)$, φ — параметр модели, $\varepsilon(k)$ — чисто случайный процесс с нулевым средним, т. е. белый шум.

Из (4.35) вытекает прогностическая схема

$$\hat{y}(k) = \mu + \varphi[y(k-1) - \mu], \quad (4.36)$$

где $y(k-1)$ — значение y в день, предшествующий дню, на который дается прогноз.

Наряду с (4.36) использовалась более детальная прогностическая схема ARX(1), позволяющая учесть при прогнозе загрязнение воздуха и метеорологическую информацию:

$$\hat{y}(k) = \mu + \alpha[y(k-1) - \mu] + \psi_1[u_1(k) - \mu_1] + \psi_2[u_2(k) - \mu]. \quad (4.37)$$

Здесь $u_1(k)$ — логарифм средней скорости ветра за каждый (k -й) день, $u_2(k)$ — логарифм величины $p(k)/24$, где $p(k)$ — общая продолжительность (часы) периодов за каждый день, в которые рассматриваемый район R_i находится с подветренной стороны от источника, μ_1 и μ_2 — средние значения $u_1(k)$ и $u_2(k)$, α , ψ_1 и ψ_2 — параметры модели. При прогнозе $y(k)$ вместо величин $u_1(k)$ и $u_2(k)$ должны использоваться их значения, полученные из метеорологического прогноза. Финзи и др. для оценки применимости прогностической схемы (4.37) реализовали два варианта, позволяющие получить:

а) верхнюю границу оправдываемости при подстановке фактических значений $u_1(k)$ и $u_2(k)$ в k -й день;

б) нижнюю границу оправдываемости при инерционном прогнозе этих параметров $u_1(k) = u_1(k-1)$; $u_2(k) = u_2(k-1)$.

Для оценки оправдываемости прогноза использовались следующие три характеристики:

1) коэффициент корреляции θ между прогностическими и фактическими значениями DAP;

2) стандартное отклонение s прогностической ошибки (т. е. разности между фактическим и прогностическим значением DAP);

3) стандартное отклонение s_h прогностической ошибки для дней с повышенным загрязнением воздуха (среднее значение DAP за такой день должно быть больше суммы среднего DAP по всему ряду и стандартного отклонения DAP).

Результаты оценки качества прогноза для центра Венеции приведены в табл. 4.12. Заметим, что среднее значение DAP и среднеквадратическое отклонение на этом пункте составляли соответственно 12,5 и 5,4 (1000 млн)⁻¹·сут.

Таблица 4.12

Результаты оценки качества прогноза

Схема прогноза	θ	s (1000 млн) ⁻¹ · сут	s_h (1000 млн) ⁻¹ · сут
AR (1)	0,39	5	12
ARX (1)	0,61	4	9

Как видно из табл. 4.12, качество прогноза по модели (4.35) оказалось неудовлетворительным для центра Венеции, поскольку ошибки прогноза сравнимы со средним и стандартным отклонением

самого процесса, а коэффициент корреляции мал. Для двух других районов результаты применения модели (4.36) были еще менее успешными. При учете добавочных предикторов коэффициент корреляции θ увеличивается в 1,5 раза, в результате чего уменьшается прогностическая ошибка.

Аналогичные (4.36) и (4.37) модели построены Финзи и др. для часовых значений DAP. При этом в (4.37) в качестве $u_1(k)$ использовался логарифм средней скорости ветра за H_1 часов, предшествующих k -у часу, для которого давался прогноз. Аналогично величина u_2 также рассчитывалась по продолжительности соответствующих направлений ветра для H_1 последних часов. Значение H_1 принималось равным 1 для Марджера и Местре и 2 для Венеции.

Кроме того, при прогнозах использовалась модель циклической стационарной авторегрессии CSAR(1), в которой исходный процесс аппроксимируется уравнением

$$y(24i + j) - v_j = \varphi_j [y(24i + j - 1) - v_{j-1}] + \varepsilon(24i + j) \quad (4.38)$$

$$(i = 0, 1, 2, \dots).$$

Здесь $y(24i + j)$ — логарифм среднего значения DAP в j -й час i -го дня; v_j — среднее значение логарифма DAP для j -го часа по всей выборке; φ_j ($j = 1, 2, \dots, 24$) — набор параметров модели; $\varepsilon(24i + j)$ — член, учитывающий шум. По сути дела, выражение (4.38) представляет собой набор из 24 моделей авторегрессии с периодически меняющимися параметрами. Для наиболее загрязненного района Марджера и наиболее чистого центрального района Венеции результаты прогноза на 1 ч по моделям (4.36) — (4.38) сопоставлены с результатами инерционного прогноза (табл. 4.13). При этом для Марджеры среднее значение m и стандартное отклонение σ величины DAP составляли 32 и 30 $(1000 \text{ млн})^{-1} \cdot \text{ч}$, а для Венеции соответственно 12 и 11 $(1000 \text{ млн})^{-1} \cdot \text{ч}$. Верхняя граница для характеристик оправдываемости прогноза по модели ARX (1) получена при использовании фактических значений $u_1(k)$ и $u_2(k)$, а нижняя граница — при использовании для $u_1(k)$ и $u_2(k)$ инерционного прогноза.

Как видно из табл. 4.13, при малой заблаговременности прогноза качество всех использованных прогностических схем примерно одинаково. Картина резко меняется при увеличении заблаговременности прогноза до 4 ч. Из таблицы следует, что без учета добавочной метеорологической информации модель авторегрессии (4.36) при большой заблаговременности дает незначительный выигрыш по сравнению с инерционным прогнозом. Подключение метеорологической информации позволяет существенно улучшить качество прогноза. Интересно отметить, что оправдываемость прогноза по модели CSAR(1), не использующей добавочных метеорологических предикторов, но учитывающей периодический характер суточных изменений концентрации SO_2 , еще выше, чем максимальная оправдываемость по модели ARX(1). Это свидетельствует

о важной роли, которую играют периодические суточные изменения метеорологических параметров и мощности выбросов в динамике поля концентрации примеси.

Изложенная схема прогноза применялась также для Милана, где имелись 10 станций измерения концентраций SO_2 и 5 метеорологических станций (Finzi, 1980; Finzi, Tibaldi, 1982). Необходимые параметры для расчетов определялись по данным наблюдений в отопительные сезоны 1975-76 и 1976-77 гг. Поскольку ежедневных сведений о выбросах SO_2 в атмосферу не имелось, то изменение выбросов учитывалось по среднесуточной температуре,

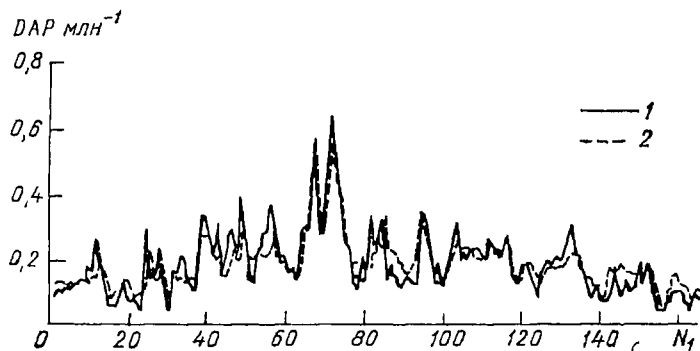


Рис. 4.17. Измеренные (1) и рассчитанные (2) значения интегрального показателя DAP.

Таблица 4.13

Результаты прогноза DAP на 1 и 4 ч

Схема прогноза	Марджера			Центр		
	θ	s	s_h	θ	s	s_h
		$(1000 \text{ млн})^{-1} \cdot \text{ч}$			$(1000 \text{ млн})^{-1} \cdot \text{ч}$	
Прогноз на 1 ч						
AR (1)	0,73	21	44	0,78	7	20
ARX (1)						
нижняя граница	0,74	21	43	0,79	6	19
верхняя граница	0,74	20	43	0,81	6	18
Инерционный прогноз	0,73	22	44	0,78	7	20
CSAR(1)	0,77	20	42	0,83	5	17
Прогноз на 4 ч						
AR (1)	0,29	39	65	0,33	10	31
ARX (1)						
нижняя граница	0,35	28	63	0,45	9	27
верхняя граница	0,45	27	58	0,58	8	24
Инерционный прогноз	0,29	36	68	0,33	12	33
CSAR(1)	0,50	25	53	0,60	7	23

в зависимости от которой сжигалось различное количество топлива в городе. На рис. 4.17 сопоставлены результаты прогноза и определения DAP по данным наблюдения. Авторы отмечают удовлетворительное согласование прогностических и фактических значений DAP. В отопительный сезон 1979-80 г. осуществлялись оперативные прогнозы загрязнения воздуха на сутки. Данные прогноза ежедневно публиковались в местной газете.

4.6. Методы нелинейной регрессии

Рассмотренные выше статистические методы прогноза строились в основном на установлении линейных связей между предсказываемыми характеристиками загрязнения и их предикторами. Вместе с тем реальная зависимость между ними носит нелинейный характер. Поэтому существенное значение приобретает использование метода нелинейной регрессии.

4.6.1. Обобщение авторегрессионных моделей. Простейшее обобщение авторегрессионных моделей, описанных в п. 4.5, выполнено Больцерном и др. (Bolzern et al., 1982) в целях разработки метода прогноза среднесуточной концентрации $y(k)$ зимой в центре Вены. Авторы использовали уравнение авторегрессии типа (4.37), в котором логарифмы концентраций заменены на концентрации, а для описания влияния метеорологических параметров введены вместо линейных нелинейные члены, содержащие среднемесячную температуру T и скорость ветра u . Одно из этих уравнений ARX(1) записывается в виде

$$y(k) = a_1 y(k-1) + a_2 [T(k) + a_3]^{-\alpha} + a_4 [u(k) + a_5]^{-\beta}.$$

Здесь y — концентрация, k — номер суток. Аналогично работам, изложенным в п. 4.5, температура T введена для учета количества сжигаемого топлива. Кроме того, учитывались выбросы SO_2 от промышленных источников, расположенных главным образом на окраине города к юго-востоку от его центра. Для этого использовалась видоизмененная модель авторегрессии ARX(2)

$$y(k) = b_1 y(k-1) + b_2 [T(k-1) + b_3]^{-\gamma} + b_4 N(k),$$

где $N(k)$ — продолжительность времени, в течение которого ветер направлен от промышленных источников к центру города. Значения коэффициентов b_i и γ при этом определялись для четырех градаций скорости ветра в интервале от 0 до 9 м/с. Исходными материалами явились данные наблюдений с октября по март 1977—1979 гг. По ним с помощью этих уравнений были определены коэффициенты a_i , b_i , а также показатели степеней α , β , γ . Отрицательные степени для учета влияния T и u введены из предположения, что концентрация должна возрастать с понижением температуры воздуха, когда сжигается больше угля, а также с ослаблением ветра. Оказалось, что использование таких нелинейных связей позволяет обеспечить высокие (более 0,8) коэффициенты корреляции между предсказанными и измеренными среднесуточными

концентрациями, причем не только по выборке данных в целом, но и для случаев, когда отмечалось повышенное загрязнение воздуха.

Авторы исследовали зависимость коэффициента корреляции «прогноз—наблюдение» от длины выборки N (сутки), использованной при определении коэффициентов в уравнениях регрессии (рис. 4.18). Из рисунка следует, что для Вены максимум корреляции (примерно 0,9) как по всем случаям (кривая 1), так и для случаев повышенного загрязнения воздуха (кривая 2) отмечается при использовании данных за предшествующие 40 суток. Показано также, что при направлении ветра от промышленных источников

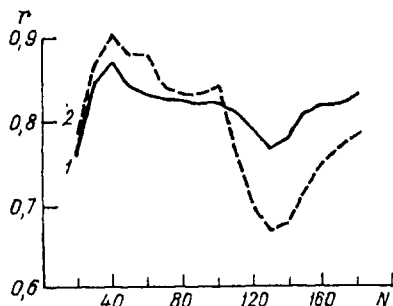


Рис. 4.18. Зависимость коэффициента корреляции «прогноз—наблюдение» θ от числа суток N выборки.

1 — все случаи, 2 — случаи повышенного загрязнения воздуха.

к центру города их вклад достигает 40 %, а в среднем за рассматриваемый период только 3 %.

4.6.2. Последовательная графическая регрессия. Характерным примером нелинейной регрессии является метод последовательной графической регрессии, используемый для прогноза интегрального показателя загрязнения воздуха P (Сонькин, 1974, Методические указания, 1979). Он включает два этапа. На первом — строятся графики зависимости показателя P от двух определяемых факторов метеорологического воздействия на распространение примеси, выбираемых в качестве предикторов. На втором — выполняется попарное объединение этих зависимостей; таким образом достигается установление зависимости загрязнения воздуха от всех рассматриваемых предикторов.

Например, могут быть выбраны четыре предиктора: v_0 — скорость ветра на высоте флюгера, ΔT — разность температур на уровнях земли и изобарической поверхности AT_{925} , δH_{850} — градиент потенциала на уровне 850 гПа, P' — характеристика исходного загрязнения воздуха. Тогда прогнозируемая величина P выражается как функция указанных предикторов:

$$P = P [\Pi_1 (v_0, \Delta T), \Pi_2 (\delta H_{850}, P')].$$

Графически эти зависимости представлены на рис. 4.19.

При практической разработке схемы сначала по материалам за предшествующие годы изучается характер связей между показателем загрязнения атмосферы в конкретном городе (парамет-

ром P или другой характеристикой) и отдельными предикторами или их комплексами. На этом основании для включения в схему отбираются наиболее значимые предикторы. По материалам около 30 городов Советского Союза разработаны схемы с применением указанных четырех предикторов — v_0 , ΔT , v_{850} , P' (Методические указания, 1979). Однако могут применяться и другие предикторы,

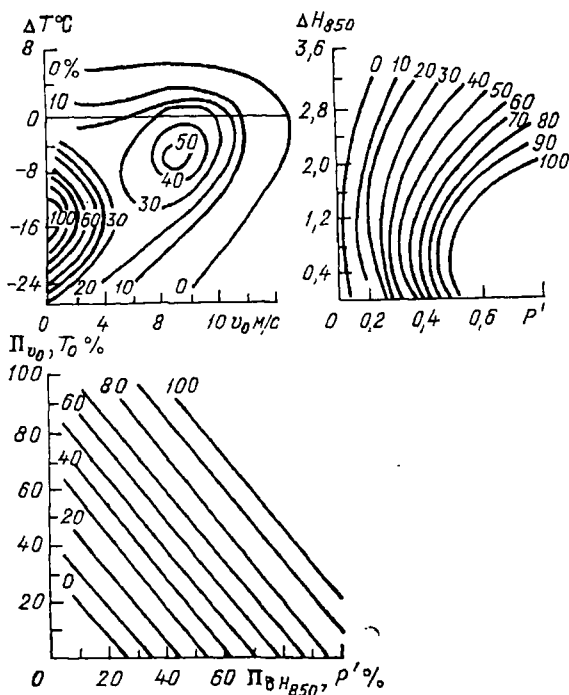


Рис. 4.19. Графики для прогноза повторяемости (%) случаев повышенного загрязнения воздуха ($P \geq 0,3$) в городе.

если обнаруживается достаточно тесная их связь с характеристиками загрязнения воздуха.

В работе Пономаренко (1975) для прогноза величины P в городах Украины построены корреляционные графики отдельно для случаев наличия приземной инверсии температуры, приподнятой инверсии и отсутствия инверсии в нижнем километровом слое атмосферы. На рис. 4.20 они представлены для холодного полугодия. Аналогичные графики построены также для теплого полугодия.

С учетом характера указанных связей, а также известных физических закономерностей на графиках выделяются области с различной повторяемостью высоких значений параметра P и проводятся изолинии повторяемостей или абсолютных величин. При разработке схемы здесь проявляется определенная субъективность, но

в значительной степени он может быть компенсирован за счет полноты учета реальных зависимостей между рассматриваемыми величинами. Благодаря этому, оправдываемость прогнозов, составленных по данной схеме, нередко оказывается выше, чем по другим схемам.

Для ряда областей СССР были предложены региональные уточнения прогноза параметра P (Методические указания, 1979).

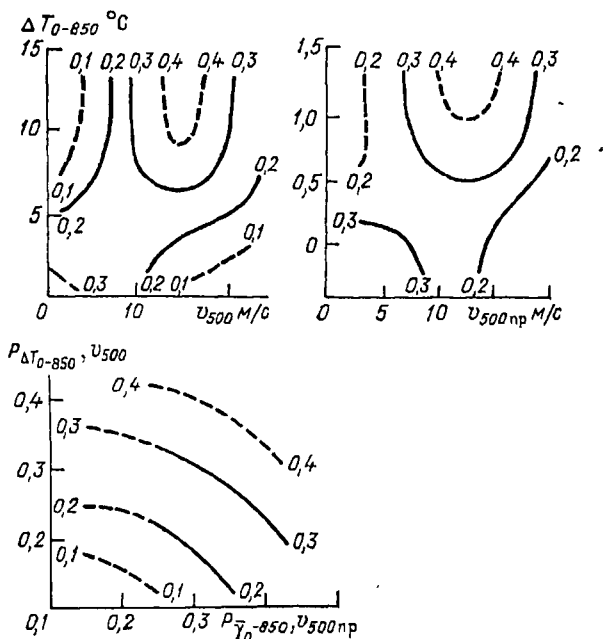


Рис. 4.20. Графики для прогноза показателя P в холодный период года при отсутствии инверсии в нижнем километровом слое.

Так, для Средней Азии установлена зависимость между ожидаемыми значениями P и данными о направлении и скорости ветра на высоте 1 км для предшествующего 12-часового периода времени. В схеме последовательной графической регрессии, разработанной в Уральском УГКС, используется восемь предикторов так, что

$$P = P \{[(T_m, v_0), (\Delta T_{0-925}, v_{925})] [\Delta T'_m, P'] (\delta H_{700}, \nabla^2 p)\},$$

где T_m — максимальная температура воздуха днем, $\Delta T'_m$ — между-суточные изменения T_m , δH_{700} — градиент геопотенциала на уровне 700 гПа, $\nabla^2 p$ — лапласиан давления на уровне земной поверхности. Для Таллина оказалось возможным применить графики регрессии (рис. 4.19), построенные для Ленинграда, а для Ростова — те же, что для Киева (рис. 4.20).

Чебаненко и др. (1976) предложили специальный способ прогноза вероятности определенных градаций параметра P , а также

повторяемости больших значений концентраций для условий Иркутской области.

Наиболее существенным результатом разработки схемы по методу последовательной графической регрессии является достаточно хорошая оправдываемость прогноза относительно высокого загрязнения воздуха в городе. В период испытаний схемы в 1975—1976 гг., по материалам ряда городов СССР было составлено 302 прогноза редко встречающихся случаев относительно высокого загрязнения воздуха ($P > 0,35$), из которых оправдалось 230 (76 %).

При прогнозе других групп загрязнения воздуха (повышенного и пониженного) по схеме последовательной графической регрессии в Ленинграде с учетом синоптической ситуации получены некоторые поправки к ней (Методические указания, 1979; Иванова и Сонькин, 1976). Так, если ожидается смещение на рассматриваемый район развитого циклона, то следует предсказывать меньшую степень загрязнения воздуха, чем это следует из схемы, а именно соседнюю группу. В случае когда в течение прогнозируемого периода ожидается сохранение над городом центральной части антициклона или оси гребня, предсказывается соседняя с указанной по схеме группа с более высоким загрязнением воздуха. С учетом этих поправок оправдываемость прогнозов в Ленинграде повысилась более чем на 10 %.

По данным прогноза группы P можно оценить и значение прогнозируемой концентрации примеси q . Действительно, величина P (см. 4.32)) учитывает случаи превышения концентрации среднесезонного значения $\bar{q}$ на 50 %. Следовательно, установив последний, можно приближенно вычислить и ожидаемое значение q .

4.6.3. Метод группового учета аргументов. В ряде японских и итальянских работ по прогнозу загрязнения воздуха эффективно используется метод группового учета аргументов (МГУА), предложенный Ивахненко (Ивахненко, Лапа, 1971). Этот метод можно рассматривать как некоторое математическое обобщение метода графической регрессии, в котором субъективное проведение кривых заменено, по существу, построением объективных зависимостей по способу наименьших квадратов. В данном методе аппроксимация нелинейной зависимости предиктанта f от предикторов $x_1, x_2, x_3, \dots, x_N$ осуществляется за счет введения промежуточных переменных y , определяемых парами предикторов. При этом обычно ограничиваются для промежуточных функций билинейным или квадратичным выражением так, что используется приближение

$$y = w_0 + w_1 x_k + w_2 x_m + w_3 x_k x_m \quad (4.39)$$

или

$$y = a_0 + a_1 x_k + a_2 x_m + a_3 x_k^2 + a_4 x_m^2 + a_5 x_k x_m, \quad (4.40)$$

где x_k и x_m — конкретные предикторы.

Коэффициенты w_i или a_i определяются методом наименьших

квадратов или методом случайного поиска. Затем анализируется зависимость получившихся величин y для всевозможных пар x_k и x_m . Значимые предикторы отбираются и на их основе рассчитываются предикторы «следующего уровня». Процесс продолжается до тех пор, пока среди предикторов «последнего уровня» не обнаружится пара, тесно связанная с прогнозируемой концентрацией.

При реализации метода в работах Соеда (Soeda, 1979), Савагари и др. (Savagari et al., 1978) в него были введены некоторые усовершенствования, основанные на использовании так называемого информационного критерия Акаике (Akaike, 1970)

$$AIC = N \ln s_n^2 + 2(n + 1) + c. \quad (4.41)$$

Здесь

$$s_n^2 = \frac{1}{N} \sum_{\alpha=1}^N (y_{\alpha} - \hat{y}_{\alpha})^2,$$

где N — общий объем выборки, n — количество независимых аргументов, y_{α} — прогнозируемые величины, $\hat{y}_{\alpha}$ — их оценки по формулам (4.39) или (4.40). С помощью AIC выбираются значимые переменные x_k в формулах (4.39) — (4.40) для промежуточных переменных y , дающих наименьшие значения AIC, а также определяется, когда нужно прекратить переход от предикторов одного уровня к предикторам другого уровня (остановка соответствует моменту, когда AIC перестает убывать).

Для проверки метода были использованы данные наблюдений в г. Токусиме (с 1 по 10 мая — для обучения и контроля, а с 11 по 12 мая — для проверки качества прогноза). Исходная информация включала ежечасные измерения концентрации SO_2 на четырех пунктах в городе (данные за пропущенные сроки восстанавливались интерполяцией), значения скорости и направления ветра, а также условий погоды (ясно, облачно, дождь). Для оценки точности прогноза (табл. 4.14) использовалась метрика

$$J^* = \frac{1}{24} \sum_{k=1}^{24} |y_k - \hat{y}_k|.$$

Таблица 4.14

Оценка точности прогноза по МГУА

Пункт	Заблаговременность прогноза, ч	
	1	2
1	2,45	3,00
2	3,94	5,65
3	2,08	2,93
4	1,57	1,66

Как видно, при использовании данного метода погрешность прогноза не очень сильно растет с увеличением заблаговременности; точность прогноза лучше, чем при использовании линейной регрессии. Однако реализация данного алгоритма связана со значительными затратами времени ЭВМ (по сравнению с алгоритмами, основанными на более простых статистических моделях).

4.7. Метод распознавания образов

Для изучения метеорологических условий загрязнения воздуха по материалам ряда городов СССР проводились разработки на основе метода распознавания образов (Генихович и др., 1973). При использовании данного метода результаты наблюдений за степенью загрязнения воздуха и метеорологические характеристики разбиваются на группы, соответствующие различным уровням загрязнения воздуха. С этой целью величины характеристик отдельного комплекса (ситуации) $x_1, x_2, \dots, x_N$ рассматриваются как координаты точки x в N -мерном пространстве. Данные о концентрации примеси и относящиеся к ним ситуации группируются так, чтобы, например, выделить три группы значений концентраций: больших (I), средних (II) и малых (III). Для каждой группы, состоящей из M_i ситуаций, определяются центр тяжести i -й характеристики x_i и средняя дисперсия σ_i^2 . Например, для I группы

$$x_i^{(1)} = \frac{1}{M_1} \sum_{j=1}^{M_1} x_{ij}^{(1)}, \quad \sigma_i^{(1)2} = \frac{1}{M_1} \sum_{j=1}^{M_1} [x_{ij}^{(1)} - x_i^{(1)}]^2.$$

Затем конкретный комплекс характеристик, рассматриваемый как набор предикторов, используется для определения группы, к которой можно отнести прогнозируемую ситуацию. Для каждой конкретной ситуации, характеризующейся в фазовом пространстве точкой y с координатами $y_1, y_2, \dots, y_N$, определяется расстояние до центра тяжести группы I

$$\rho_1^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - x_i^{(1)}}{\sigma_i^{(1)}} \right)^2.$$

Аналогично находится расстояние до групп II и III, т. е. ρ_2 и ρ_3 . Ситуация y относится к той группе, расстояние до которой минимально.

Подготовительный этап работы (обучение) состоит в группировке данных и ситуаций и в 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 ч) и во вторую (от 15 до 21 ч) в целях исключения суточного хода предикторов. К группам I, II и III относились соответственно случаи с $P > 0,25$, $0,15 < P \leq 0,25$ и $P \leq 0,15$. В качестве предикторов принимались следующие характеристики: показатель P' , 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.

Для Читы и Красноярска «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 за те же месяцы 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' — 48, 58 и 50 %. Для Красноярска с учетом всех предикторов оправдываемость составляла 86, 72 и 71 %, а без учета P' — 70, 56, 65 %. Учет некоторых дополнительных условий позволил повысить общую оправдываемость прогноза на 5—7 %.

Метод распознавания образов примерно по аналогичной схеме был использован в рассмотренной в п. 4.5 работе Мале и Жукова (Malet, Joukoff, 1978) для прогноза загрязнения воздуха в Бельгии. При этом в качестве интегрального показателя загрязнения воздуха в городе принимался индекс, сходный с (4.32), и для него выбирались указанные в п. 4.5 три диапазона для характеристики трех степеней загрязнения воздуха. В качестве исходного материала использовались данные наблюдений с 1968 по 1975 г. Проверка прогноза осуществлялась для района Антверпена. Получено, что из общего числа 907 рассмотренных случаев прогноз оправдался в 73 %, а при менее жестком критерии оправдываемости — в 87 %. Тем не менее авторы пока не сочли возможным рекомендовать метод для ежедневного использования в оперативной практике.

4.8. Использование дискриминантного анализа и введение кластеров

Метод распознавания образов иногда определяют как кластерный анализ, поскольку он связан с введением кластеров (пучков, групп, образов). Такой анализ активно разрабатывается в исследованиях автоматических систем контроля. Применение его к задачам краткосрочного прогноза загрязнения воздуха выполнялось в работах японских авторов, доложенных на Международном симпозиуме в Киото в 1977 г. (см. п. 4.3).

Фунабашии и др. (Funabashi et al., 1978) использовали введение кластеров в прогностических целях при статистическом анализе нелинейных связей между содержанием в воздухе некоторых примесей, характерных для фотохимических смогов, и метеорологическими элементами. Как отмечалось в п. 3.8. при фотохимических процессах в случае достаточной интенсивности солнечной радиации имеет место определенный тип суточного хода окислов азота (NO_x) и оксидантов (O_x), в частности озона, с максимумом в дневное время. Изменение концентрации O_x авторы связывают с двумя группами метеорологических факторов. Одна из них содержит микро- или мезомасштабные характеристики (главным образом ветер в пунктах наблюдения), другая — характеристики синоптического масштаба (атмосферное давление, его горизонтальный градиент и тенденцию, температуру воздуха вблизи земли и на уровне 850 гПа, точку росы и облачность). Соответственно вводятся два многомерных вектора: мезомасштабный m и синоптического масштаба M . Первый $m = (m_1, m_2)$ определяется векторами ветра m_1 и концентрации примеси m_2 , построенными по совокупности соответствующих данных наблюдений. При этом выделяется регулярное слагаемое m_0 , описывающее периодические колебания вектора m с периодом, равным 24 ч. Вектор M определяется совокупностью указанных синоптических параметров.

В качестве исходного материала использованы результаты метеорологических наблюдений и непрерывной регистрации концентрации NO_x и O_x в одном из районов Токио в период с мая по октябрь 1972 г.

Ставится задача прогноза составляющих вектора m хотя бы на несколько часов, что, как отмечают авторы, может способствовать уменьшению ущерба, наносимого фотохимическим смогом. Прогнозу m способствует группировка ежечасных данных с использованием кластерного анализа. Для этого вводится пространство кластеров на векторах $X(i) = [m(i), M(i)]$, где $i = 1, 2, \dots, I$ — номер наблюдения.

Как и в методе распознавания образов, определяется расстояние между рассматриваемыми величинами $X(i)$ и $X(j)$, равное $d[X(i), X(j)]$. Оно вычисляется с помощью следующей метрики:

$$d[X(i), X(j)] = \|[m(i), M(i)] - [m(j), M(j)]\|_A^2, \quad (4.42)$$

где

$$A = \begin{pmatrix} D_m^{-1/2} A'_m A_m D_m^{-1/2} & 0 \\ 0 & D_M^{-1/2} A'_M A_M D_M^{-1/2} \end{pmatrix}, \quad (4.43)$$

а D_m и D_M — диагональные матрицы, элементами которых являются стандартные отклонения компонент векторов m и M ; A_m и A_M — матрицы, составленные из той части собственных векторов корреляционных матриц для m и M , собственные значения которых в сумме дают 80 % следа матрицы; A' означает транспонирование.

рованную матрицу A . Объединение векторов $X(i)$ в кластеры $\Pi(\beta)$, $\beta=1, 2, \dots, s$ осуществляется так, чтобы максимизировать корреляционное отношение

$$\mu = 1 - \sigma_w^2 / \sigma^2, \quad (4.44)$$

где

$$\sigma^2 = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I d^2(X(i), \bar{X}), \quad \sigma_w^2 = \frac{1}{I_\beta} \sum_{\beta=1}^s \sum_{i=1}^{I_\beta} d^2(X(\Pi(\beta), i), \bar{X}_\beta);$$

$$\bar{X} = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I X(i), \quad \bar{X}_\beta = \frac{1}{I_\beta} \sum_{i=1}^{I_\beta} X(\Pi(\beta), i). \quad (4.45)$$

Здесь для вектора $X(i)$, принадлежащего кластеру $\Pi(\beta)$, использовано обозначение $X(\Pi(\beta), i)$, I_β — количество элементов в кластере Π_β . Количество используемых кластеров s последовательно принимается равным 1, 2 и т. д., причем этот процесс прекращается на том этапе, когда дальнейшее увеличение s начинает приводить к резкому изменению μ .

Выбор кластера l , соответствующего конкретной синоптической ситуации M , т. е. распознавание образа ситуации M осуществляется простым дискриминантным методом, основанным на сопоставлении условных вероятностей $p(\beta/M)$ принадлежности кластеру β при условии наблюдения вектора M . Поскольку $p(\beta/M)$ удовлетворяет соотношению

$$p(\beta/M) = p(M/\beta) p(\beta) / p(M), \quad (4.46)$$

где $p(M/\beta)$ — условные вероятности синоптической ситуации M для кластера β ; $p(\beta)$ и $p(M)$ — априорные вероятности кластера β и ситуации M , кластер l является образом вектора синоптической ситуации M , если для всех β выполняется неравенство:

$$p(M/l) p(l) \geq p(M/\beta) p(\beta). \quad (4.47)$$

При практической реализации условная вероятность $p(M/l)$ аппроксимируется гауссовским распределением, параметрами которого являются 80 %-ные главные компоненты вектора M , т. е. вектор $z(i)$, определяемый по формуле

$$z(i) = A_M D_M^{-1/2} M(i). \quad (4.48)$$

Прогноз значений $m_0(\tau_k)$ вектора суточного хода m_0 в конкретные сроки суток τ_k ($k=1, 2, \dots, K$) производится отдельно для каждого кластера на основе уравнения регрессии

$$m_0(\tau_k) = A_{\tau_k}^{(l)} Y + \varepsilon_{\tau_k}^{(l)}, \quad (4.49)$$

где $Y = (m, 1)$, $A_{\tau_k}^{(l)}$ — матрица коэффициентов, определяемая методом наименьших квадратов, а $\varepsilon_{\tau_k}^{(l)}$ — невязка, которая при прогнозе отбрасывается.

Для уточнения прогноза вектора m и решения уравнения (4.49) с учетом невязки ε вводится поправочный член Δm , соответствующий моменту времени t . Прогноз Δm осуществляется на основе уравнения регрессии с экспоненциальным сглаживанием, эквивалентным фильтрации шумов по Винеру (см. п. 4.3.1). Расчет ведется по формулам

$$\Delta m_j(t) = a^j \delta m(t-1),$$

$$a^j(t) = \Gamma^{-1}(t) \rho^j(t),$$

$$\Gamma(t) = (1 - \omega) \Gamma_0 + \frac{\omega}{I} \sum_{i=1}^I \delta m(t-i) \delta m'(t-i),$$

где

$$\delta m(t) = (\Delta m_j(t), \Delta m_j(t-1), \dots, \Delta m_j(t-t_N, 1),$$

Γ_0, ρ^j — априорные значения для $\frac{1}{I} \sum \delta m \delta m'$ и $\frac{1}{I} \sum \delta m \Delta m_j$;

ω — вес априорных значений.

Изложенный алгоритм был апробирован на материалах наблюдений. При этом в рамках кластерного анализа было показано, что для мезомасштабных переменных 80 %-ные главные компоненты соответствуют восьми, а для синоптических переменных — пяти первым естественным функциям. Данные были сгруппированы в пять кластеров, допускающих четкую интерпретацию. Оказалось, что кластер 2 описывает ситуации «облачно» или «дождливо», которым соответствуют низкие концентрации оксидантов. Анализ данных о скорости и направлении ветра, характерных для кластеров 2 и 3, свидетельствует об их связи с бризовыми эффектами за счет влияния заливов Сагами (кластер 2) и Кашима (кластер 3). Кластер 4 соответствует типичным летним условиям (высокие температуры, слабая облачность, большие скорости ветра), а кластер 5 — типичным осенним условиям (высокое давление, умеренная температура). Оправдываемость прогноза кластера дискриминантным методом составила более 80 %.

Выполнена также оценка значимости слагаемых при прогнозе концентрации оксидантов. В то время, как стандартное отклонение концентраций O_x в использованной выборке равнялось $2,36(100 \text{ млн})^{-1}$, стандартная ошибка прогноза на 1 ч при учете только m_0 достигала $1,58(100 \text{ млн})^{-1}$. При этом автокорреляционная функция ошибки прогноза, как видно из рис. 4.21а, не соответствовала белому шуму. Добавление Δm позволило уменьшить стандартную ошибку прогноза на 1 ч до $0,78(100 \text{ млн})^{-1}$ и одновременно улучшить автокорреляционную функцию ошибки прогноза. Сопоставление фактических значений концентрации с прогностическими (по m_0 и по $m_0 + \Delta m$) для двух исследованных дней дано на рис. 4.21б.

Один из интересных и в то же время очевидных результатов, полученных в работе Фунабашии и др. (Funabashi et al., 1978), за-

ключается в выявлении тесной связи суточного хода концентрации примесей с характеристиками синоптического масштаба. Аналогичные представления положены в основу работы Саито и Такеды (Saito, Takeda, 1978), которые использовали метод введения кластеров для прогноза суточного хода концентраций примесей. В ней ставится задача получения статистически оптимальной экстраполяции на 1—3 ч данных о предшествующем изменении концентрации со временем. Если в работе Фунабаши и др. предикторами являлись определенные группы (кластеры) синоптико-метеорологических условий, то здесь в качестве предикторов выбраны

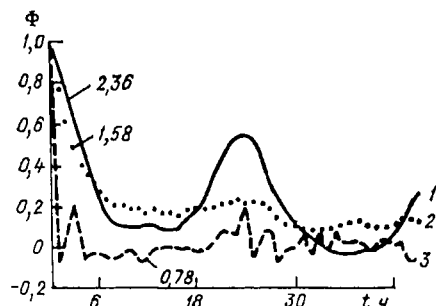


Рис. 4.21а. Автокорреляционная функция концентрации O_3 (1), ошибка прогноза по (4.49) (2) и ошибка уточненного прогноза по (4.49) и (4.50) (3).

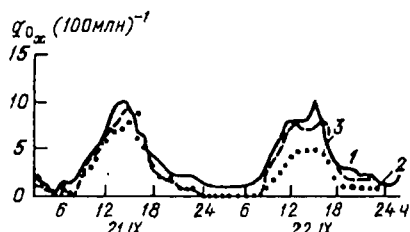


Рис. 4.21б. Концентрации O_3 по данным наблюдений (1) и прогноза по уравнению (4.49) (2) и уравнениям (4.49) и (4.50) (3).

типы суточных измерений концентраций примеси до момента выдачи прогноза. Более конкретно поставлена задача разработки схемы прогноза концентрации SO_2 для сроков 13 и 14 ч по данным ежечасных измерений концентраций в эти же сутки от 1 до 12 ч. С этой целью аппарат кластерного анализа применяется к векторам $X_m = \{X_m(n)\}$, где $m=1, 2, \dots, M$ — номер дня наблюдений, а $n=1, 2, \dots, N$ — номер срока за данный день. При ежечасных наблюдениях $N=24$, в данной работе использовалось $N=14$, что соответствовало срокам от 1 до 14 ч. Множество номеров дней наблюдений $M = \{1, 2, 3, \dots, M\}$ находится во взаимно однозначном соответствии с множеством X всех векторов X_m . Таким образом, кластеры можно определять как подмножества множества M . Далее строится множество S всех подмножеств M , т. е.

$$S = (\{1\}, \{2\}, \dots, \{M\})$$

и для любых двух его элементов (кластеров) A и B определяется расстояние между ними $\delta(A, B)$.

Процедура выделения кластеров состоит в последовательном объединении векторов X_m , осуществляемом по следующему алгоритму: 1-й шаг состоит в поиске такой пары кластеров G и H , для которой

$$\delta(G, H) = \min_{A, B \in S} \delta(A, B);$$

2-й шаг заключается в объединении G и H , изменении S в соответствии с правилом $S - \{G, H\} + \{G \cup H\} \rightarrow S$; на 3-м шаге вычисляется расстояние $\delta(A, G \cup H)$ для всех $A \in S$ и происходит возврат к первому шагу.

Сначала устанавливается расстояние δ для M кластеров, состоящих из одного элемента. В этом случае оно определяется обычной евклидовой метрикой

$$\delta(\{i\}, \{j\}) = d_{ij}^2, \quad (4.50)$$

где

$$d_{ij} = \sum_{n=1}^N [x_i(n) - x_j(n)]^2.$$

Для кластеров более сложной структуры Саито и Такеда используют метрику Варда, которая вводится следующим образом: пусть ${}_AX_i(j)$ означает концентрацию для j -го срока и i -го дня наблюдений, относящуюся к кластеру A , а M_A — общее количество векторов концентрации X_m в этом кластере. Величина V_A определяется по формуле

$$V_A = \sum_{i=1}^{M_A} \sum_{j=1}^N [{}_AX_i(j) - \bar{{}_AX}(j)]^2, \quad (4.51)$$

где

$$\bar{{}_AX}(j) = \sum_{i=1}^{M_A} {}_AX_i(j) / M_A. \quad (4.52)$$

Величина V_A характеризует средний квадрат разброса элементов кластера относительно его центра тяжести. Тогда метрика Варда $\delta(A, B)$ определяется как приращение ΔV_C среднего квадрата разброса элементов в случае объединения кластеров A и B в один кластер C . Таким образом,

$$\delta(A, B) = \Delta V_C = V_C - (V_A + V_B). \quad (4.53)$$

Определенная соотношением (4.53) метрика неотрицательна. Ее достоинством является, в частности, возможность рекурсивного вычисления фигурирующего на третьем шаге расстояния $\delta(A, G \cup H)$ по формуле

$$\delta(A, G \cup H) = \frac{1}{M_A + M_G + M_H} [(M_A + M_G) \delta(A, G) + (M_A + M_H) \delta(A, H) - M_A \delta(G, H)]. \quad (4.54)$$

Очевидно, что при повторении $(M-1)$ раз описанной процедуры из трех шагов все векторы X_m будут объединены в один кластер, т. е. применение кластерного анализа окажется бессмысленным. Поэтому центральным является вопрос о критерии прекращения выполнения алгоритма. С этой целью в работе Саито и Такеды

анализируются значения функции стоимости E , которая при $(M-L)$ -м проходе описанного алгоритма определяется по формуле

$$E = \sum_{l=1}^L V_l. \quad (4.55)$$

Выполнение алгоритма прерывается на шаге $(M-G)$, если при переходе к $(M-G+1)$ -му шагу функция стоимости резко возрастает.

Конкретная реализация этой схемы кластерного анализа была выполнена с использованием данных одного из пунктов наблюде-

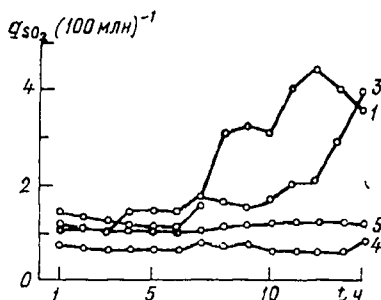


Рис. 4.22. Изменения со временем концентрации q_{so_2} в Сендае для различных кластеров (номера кластеров указаны у кривых).

ния вблизи г. Сендай. Оказалось, что резкое возрастание E начинается с шага $l=5$. Это свидетельствует о целесообразности использования шести кластеров. Однако в один из этих кластеров попало всего семь элементов X_m . Поэтому данный кластер был исключен из рассмотрения как весьма редко встречающийся и дальнейшее рассмотрение проводилось с пятью кластерами. Типичный ход концентрации со временем для кластеров 1, 3, 4 и 5 показан на рис. 4.22. Выполненный анализ подтвердил наличие достаточно тесной связи между характеристиками погодных условий и номером кластера. На рис. 4.23 приведены корреляционные графики для скорости и направления ветра в кластерах 1, 3 и 4, 5, которые указывают на существование в пункте наблюдений неблагоприятных направлений ветра, приводящих к повышенному загрязнению воздуха. Анализ материалов показал, что кластер 3 очень часто появляется летом и весьма редко зимой и что кластеры 4 и 5, соответствующие пониженному загрязнению воздуха в течение всего дня, объединяют более 70 % всех случаев наблюдений.

Выполненный статистический анализ был использован при разработке прогностической схемы. Она основывается на гипотезе о представимости суточных флуктуаций $X_m(n)$ в виде случайного процесса второго порядка. В этом случае возможно представление вектора X_m разложением по естественным ортогональным функциям, которые строятся для каждого кластера g как собственные

векторы Φ_i^g ковариационной матрицы R_g . Саито и Такеда показали что использование двух первых членов разложения по Φ_i^g уже позволяет учесть 98 % изменчивости в кластерах. Поэтому в работе суточные флуктуации концентраций в каждом кластере g задавались двумя коэффициентами разложения $c_{m_1}^g$ и $c_{m_2}^g$, т. е. использовалось представление

$$X_m^g(n) = c_{m_1}^g \Phi_1^g(n) + c_{m_2}^g \Phi_2^g(n). \quad (4.56)$$

В качестве предикторов при прогнозе использовались два дополнительных дискретных признака: сезон года и направление

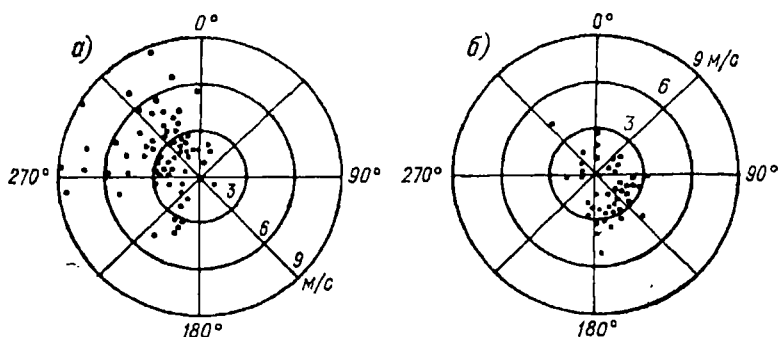


Рис. 4.23. Корреляционные графики скорости и направления ветра для кластеров 1, 3 (а) и 4, 5 (б).

ветра (румбы). Их включение в схему дискриминантного анализа осуществлялось следующим образом: предполагалось, что каждый из признаков может соответствовать некоторому количеству дискретных ситуаций (категорий). Для использованных в работе признаков принималось по четыре категории: для 1-го признака — направления ветра — категории «восток», «юг», «запад» и «север»; для 2-го признака — сезона — категории «весна», «лето», «осень», «зима». Далее вводилась вспомогательная переменная $\delta_m(r, l)$, принимающая значение 1, если в m -й день r -й признак соответствует l -й категории, или 0 — во всех других случаях. Тогда данные наблюдений за M дней можно описать с помощью таблицы 4.15. В этой таблице, в частности, указано, что m -й день наблюдений был зимой, причем отмечался западный ветер.

Далее вводится новая случайная переменная y_m , представляющая собой линейную комбинацию значений концентраций от 1 до 12 ч и вспомогательных переменных $\delta_m(r, l)$ для обоих рассматриваемых признаков:

$$y_m = \sum_{i=1}^{12} \omega_i X_m(i) - \sum_{l=1}^4 \alpha_{rl} \delta_m(r, l). \quad (4.57)$$

Коэффициенты ω_i и α_{rl} представляют здесь веса, с которыми учитываются данные измерений концентрации и добавочная информа-

Характеристика данных наблюдений

Номер измерения	Признак			
	направление ветра			
	Категория			
	в	ю	з	с
1	$\delta_1(1,1)$	$\delta_1(1,2)$	$\delta_1(1,3)$	$\delta_1(1,4)$
...	...	...	...	...
m	0	0	1	0
...	...	...	...	...
M	$\delta_M(1,1)$	$\delta_M(1,2)$	$\delta_M(1,3)$	$\delta_M(1,4)$

Номер измерения	Признак			
	сезон			
	Категория			
	весна	лето	осень	зима
1	$\delta_1(2,1)$	$\delta_1(2,2)$	$\delta_1(2,3)$	$\delta_1(2,4)$
...	...	...	...	...
m	0	0	0	1
...	...	...	...	...
M	$\delta_M(2,1)$	$\delta_M(2,2)$	$\delta_M(2,3)$	$\delta_M(2,4)$

ция о значениях признаков. Если эти веса заданы, то y_m в (4.57) можно рассматривать как линейную дискриминантную функцию. Задача состоит в том, чтобы выбрать веса ω_i и α_{rl} и указать такие области r_g ($g = 1, 2, \dots, 5$), что при попадании y_m в область r_g рассматриваемый день следует относить к g -му кластеру.

Выбор этих областей и весов производится так, чтобы максимизировать степень различия (см. (4.66)) и корреляционное отношение η_v^2 , задаваемое выражением

$$\eta_v^2 = \frac{\sum_{g=1}^5 M_g (\bar{y}_g - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^M (y_i - \bar{y})^2}, \quad (4.58)$$

где

$$\bar{y} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M y_i, \quad \bar{y}_g = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^{M_g} y'_i. \quad (4.59)$$

Здесь M_g — количество дней в кластере g , y'_i — случайная переменная, получающаяся при подстановке в (4.57) данных из кластера g . Таким образом, ω_i и α_{rl} должны определяться из уравнений

$$\partial \eta_y^2 / \partial \omega_i = 0, \quad \partial \eta_y^2 / \partial \alpha_{rl} = 0. \quad (4.60)$$

Для удобства развернутой записи этих уравнений вводятся следующие матричные обозначения:

$$X = \begin{pmatrix} X_1(1), & \dots, & X_1(12), & \delta_1(1,1), & \dots, & \delta_1(2,4) \\ X_M(1), & \dots, & X_M(12), & \delta_M(1,1), & \dots, & \delta_M(2,4) \end{pmatrix}, \quad (4.61)$$

$$E = \begin{pmatrix} l_1(1), & l_1(2), & \dots, & l_1(5) \\ l_M(1), & l_M(2), & \dots, & l_M(5) \end{pmatrix}, \quad (4.62)$$

где $l_i(g)$ равно 1, если i -й день наблюдений относится к кластеру g или 0 — во всех других случаях.

Таким образом, X представляет собой расширенную матрицу исходных данных, а E — матрицу, описывающую распределение дней наблюдений по кластерам. При использовании этих обозначений система (4.60) может быть сведена к решению задачи на обобщенные собственные значения

$$A_w = \eta_y^2 B_w, \quad (4.63)$$

где

$$\begin{aligned} w &= (\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_{12}, \alpha_{11}, \alpha_{12}, \alpha_{13}, \dots, \alpha_{24})^T, \\ A &= X' E M^{-1} E' X, \\ B &= X' X, \\ M &= \begin{pmatrix} M_1 & & & 0 \\ & \cdot & & \\ & & \cdot & \\ 0 & & & M_5 \end{pmatrix}. \end{aligned} \quad (4.64)$$

Уравнение (4.63) имеет пять, вообще говоря, различных собственных значений $\lambda_i = \eta_y^2$ и пять соответствующих им собственных векторов. С учетом требования максимизации (4.58) линейная дискриминантная функция должна определяться через весовой вектор, соответствующий наибольшему собственному значению λ_1 :

$$y' = \sum_{i=1}^{12} \omega_i^{(1)} X(i) + \sum_{r=1}^2 \sum_{l=1}^4 \alpha_{rl}^{(1)} \delta(r, l). \quad (4.65)$$

Формула (4.65) дает выражение для наиболее «мощной» из пяти возможных дискриминантных функций, которая, по сути дела, может рассматриваться как «метка», соответствующая первой естественной функции (или, короче, как «первая метка»). Если в (4.65) заменить веса $\omega_i^{(1)}$ и $\alpha_{rl}^{(1)}$ на веса, соответствующие, например, второму по величине собственному числу h_2 , то получим «вторую метку» и т. д.

Оптимальный выбор дискриминантных областей r_g ($g=1, 2, \dots, 5$) при заданной дискриминантной функции производится так, чтобы минимизировать вероятность ошибки P_E . Очевидно

$$P_E = \sum_{g=1}^5 g_g \int_{r_g^l} P_g(y') dy', \quad (4.66)$$

где g_g и $P_g(y')$ — априорная вероятность появления g -го кластера и условная вероятность y' при заданном g , а r_g^l — дополнительное множество к множеству r_g . Поскольку на практике величины g_g и $P_g(y')$ неизвестны, в качестве оценки для них используются соответствующие выборочные частоты $\hat{g}_g$ и $\hat{P}_g(y')$.

Поскольку формула (4.57) имеет место для всех сроков в течение дня, то в результате определения номера кластера g задача прогноза сводится к вычислению коэффициентов разложения $c_{M_1}^g$ и $c_{M_2}^g$ по данным измерений в сроки 1, 2, 3, ..., 12 ч (при известных коэффициентах $c_{m_1}^g$ и $c_{m_2}^g$ прогноз для сроков 13 и 14 ч осуществляется непосредственно по формуле (4.57)). Искомые коэффициенты находятся методом наименьших квадратов из условия минимума квадрата ошибки D :

$$D = \sum_{n=1}^{12} \left[X_m(n) - \sum_{k=1}^2 c_{m_k}^g \Phi_{m_k}^g(n) \right]^2. \quad (4.67)$$

Приравнивая нулю частные производные $\partial D / \partial c_{m_k}^g$, получим систему нормальных уравнений

$$\sum_{k'=1}^2 c_{m_{k'}} \sum_{n=1}^{12} \Phi_k(n) \Phi_{k'}(n) = \sum_{n=1}^{12} \Phi_k(n) X_m(n), \quad (4.68)$$

из которой коэффициенты c'_{m_k} определяются единственным образом.

При конкретной реализации алгоритма по данным наблюдений вблизи г. Сендай была исследована зависимость среднего квадрата ошибки прогноза σ^2 от числа слагаемых K , использованных в разложении $X_m(n)$ по естественным функциям (т. е. исследовался эффект увеличения количества слагаемых в правой части (4.57)). Оказалось, что при прогнозе на 1 и 2 ч (т. е. на сроки 13 и 14 ч) минимум σ^2 , равный примерно $3 \cdot 10^{-5}$ млн⁻², достигается для $K=2$, а при $K=5$ погрешность увеличивается примерно

в 3 раза. Отказ от разбиения на кластеры также приводит к увеличению σ^2 в 2—3 раза.

Вопросы статистической экстраполяции концентрации примеси по времени вперед на основании данных о ее предшествующем изменении в пределах суток рассмотрены также Токумару и Хабата (Токумагу, Habata, 1978). Они использовали математический аппарат, сходный с тем, что и в изложенной выше работе Саито и Такеды (Saito, Takeda, 1978), но в качестве предиктора выбирался образ ежечасных изменений концентрации примеси в течение всех суток. Группировка данных выполнялась методами

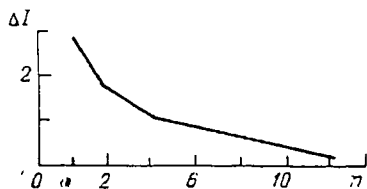


Рис. 4.24. Зависимость минимального расстояния между кластерами ΔI от их числа n .

кластерного анализа с использованием определенной в (4.51) метрики Варда. При этом в ходе последовательного слияния наиболее близких пар в единый кластер, проводимого в соответствии с указанным выше алгоритмом из 2—3 шагов, использованным в работе Саито и Такеда, анализируется зависимость минимального из расстояний между кластерами ΔI от их числа n . График такой зависимости, полученный по данным измерений концентрации NO за год, накопленным в Центре сбора и обработки информации университета Киото, приведен на рис. 4.24. Из этого рисунка следует, что целесообразно использовать пять кластеров. Средний суточный ход концентрации для каждого из этих кластеров показан на рис. 4.25.

В качестве предикторов при прогнозе номера кластера выбраны параметры x_1, x_2, x_3, x_4 (значения концентрации NO) и скорости ветра в 9 и 11 ч. При этом используется так называемый метод констеляций (созвездий). Он представляет собой вариант дискриминантного анализа, связанный с отображением векторов предикторов в верхнюю половину единичного круга на комплексной полуплоскости. Подробнее метод констеляций можно пояснить следующим образом.

Пусть $(x_{1\alpha}, \dots, x_{k\alpha})$ — многомерный вектор-предиктор ($\alpha = 1, 2, \dots, N$). По компонентам $x_{j\alpha}$ определяется набор углов $\xi_{j\alpha}$ по формуле

$$\xi_{j\alpha} = -\frac{\pi (x_j - x_{j0})}{2 (\bar{x}_j - x_{j0})}, \quad (4.69)$$

где

$$\bar{x}_j = \frac{1}{N} \sum_{\alpha=1}^N x_{j\alpha}; \quad x_{j0} = \min_{1 \leq \alpha \leq N} x_{j\alpha}.$$

Если (по 4.69) при каких-то ξ и α получается значение $\xi/\alpha > \pi$, то соответствующее ξ/α принимается равным π .

Для любой заданной совокупности положительных чисел $w_1, w_2, \dots, w_k$, удовлетворяющих уравнению

$$\sum_{j=1}^k w_j = 1, \quad (4.70)$$

можно построить отображение вектора $(x_{1\alpha}, \dots, x_{n\alpha})$ на верхнюю полуплоскость комплексной плоскости u_α по формуле

$$u_\alpha = \sum_{j=1}^k w_j e^{i\xi_{j\alpha}}, \quad (4.71)$$

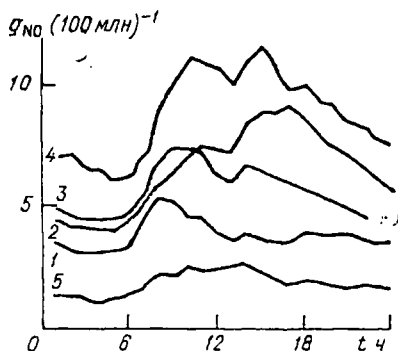


Рис. 4.25. Суточный ход концентрации NO для различных кластеров.

Числа у кривых — номера кластеров.

причем из положительности w_j и условия (4.70) следует, что точки u_α лежат внутри верхней половины единичного круга. Если точки u_α , построенные по предикторам, соответствующим конкретным концентрациям из различных кластеров, помечать различными значками, то верхний полукруг будет содержать столько таких значков, сколько используется кластеров. В принципе значки, соответствующие разным кластерам, могут быть перепутаны произвольным образом. При этом если выбрать другой набор положительных чисел w_j , удовлетворяющих условию (4.70), то расположение значков друг относительно друга изменяется. Задача подбора таких $w_1, w_2, \dots, w_k$, при которых констелляции (созвездия) точек u_α , соответствующих разным кластерам, в максимальной степени разделялись одно от другого, решается методом Монте-Карло, т. е. методом статистических испытаний. Для случая $k=4$ было выполнено 2300 испытаний различных наборов w_j . Из результирующего констелляционного графика следует, что не удалось удовлетворительно разделить кластеры 2 и 3. Это объясняется тем, что средний суточный ход концентрации NO в указанных кластерах почти идентичен. Если эти два кластера объединить в один, то ошибочное определение номера кластера может ожидаться примерно в 25 % случаев.

Полученные результаты авторы используют для прогноза концентрации NO на основе многомерного уравнения авторегрессии смешанного порядка как на сравнительно большие периоды (до 24 ч), так и на короткие периоды (1—2 ч). Они исходят при этом из модели стационарного гауссовского процесса

$$y_t^i + \sum_{j=1}^r \sum_{k=1}^{m_{ij}} \mu_{jk} a_{jk}^{ij} y_{t-k}^j = e_t^i, \quad (4.72)$$

где $e_t^1, e_t^2, \dots, e_t^r$ — r -мерный гауссовский белый шум с нулевым средним и ковариационной матрицей σ_{ij} . Здесь r — размерность процесса; параметр μ_{ji} , принимающий значение 1 или 0, характеризует зависимость y_t^i от y_t^j . Точнее, $\mu_{ji}=1$, если предшествующие значения y^j влияют на y^i в момент t . Как правило, реальные процессы обладают некоторой инерцией, т. е. y^i в предшествующие моменты времени влияют на y_t^i . Поэтому принимается $\mu_{ii}=1$. В общем матрица μ_{ij} задается априори исходя из анализа физики процесса.

При заданных μ_{ij} из (4.72) получается одношаговая прогностическая схема

$$\hat{y}_t = - \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{m_{ij}} \mu_{ji} \hat{a}_{jk}^{ij} \hat{y}_{t-k}^j. \quad (4.73)$$

Фигурирующие здесь величины $\hat{y}_t^i$ и $\hat{a}_{jk}^{ij}$ — статистические оценки соответствующих величин. Коэффициенты $\hat{a}_{jk}^{ij}$ при заданных m_{ij} могут быть получены методом наименьших квадратов и, следовательно, определяются через m_{ij} (при заданной совокупности данных измерений). Оптимальный набор чисел m_{ij} , характеризующих инерционность процесса y_t^i по отношению к предикторам y_t^j , выбирается из условия минимизации окончательной ошибки прогноза — величины y_t^i . Согласно Акаике (Akaike, 1974), окончательная ошибка ε_i представима в виде

$$\varepsilon_i = \frac{N + \sum_{j=1}^n \mu_{ji} m_{ij}}{N - \sum_{j=1}^r \mu_{ji} m_{ij}} s_i, \quad (4.74)$$

где s_i — выборочная оценка дисперсии σ_{ii} в процедуре метода наименьших квадратов. При минимизации ε_i можно использовать перебор значений $m_{ij}=1, 2, \dots, L$ (для всех $j=1, 2, \dots, r$), где L — максимальный порядок регрессии, задаваемый заранее.

Для прогноза концентраций NO, кроме скорости ветра, использовали концентрации NO₂ и пыли, а также солнечная ра-

диация. Эти пять величин в момент времени t часов дня n обозначались $z_t^1(n)$, $z_t^2(n)$, ..., $z_t^5(n)$. Конкретные результаты в работе приведены только для кластера 3, в который попало 62 дня наблюдений; данные за 58 дней были использованы для построения модели, а за 4 оставшиеся дня — для проверки результатов прогноза. Предварительно по выборке из 58 дней был рассчитан средний суточный ход $z_t^1(n)$, ..., $z_t^5(n)$, который далее рассматривался как тренд. Этот тренд был исключен из $z_t^i(n)$, а потом полученные величины были перенормированы так, чтобы получившиеся величины $y_t^i(n)$ имели нулевое среднее и единичную дисперсию (тем самым обеспечивается приближенная гауссовость процесса e_t^i генерирующего y_t^i). С целью оценки эффективности кластерного анализа изложенный алгоритм был использован для обработки данных наблюдений за 58 дней, выбранных наугад из полной выборки, т. е. принадлежащих различным кластерам. Предварительное использование кластерного анализа,

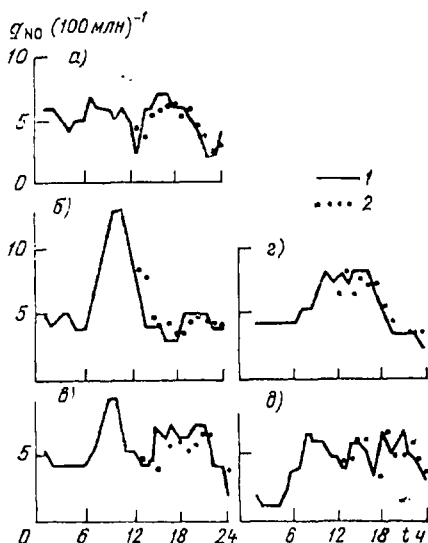


Рис. 4.26. Данные измерений (1) и прогноза (2) концентрации $q_{\text{но}}$ для пяти дней (а—д).

вообще говоря, приводит к существенному уменьшению порядка регрессии, т. е. к упрощению прогностической схемы.

Качество прогностической схемы проверялось на независимом материале пяти дней наблюдений, относящихся к третьему кластеру. Прогноз давался для сроков 13, 14, ..., 24 ч каждый день. Средний за 5 сут фактический ход концентрации и результаты прогноза приведены на рис. 4.26. Средние квадратические ошибки прогноза величины $z_t^1(n)$ по сравнению с фактическим значением в случае учета кластерного анализа составляют 1,82 на первом шаге по времени и 2,66 при двух шагах, а без его учета — соответственно 2,43 и 4,26, т. е. почти в 2 раза больше.

Прогноз неблагоприятных метеорологических условий

Эффективность прогноза загрязнения воздуха в значительной мере определяется успешностью прогноза неблагоприятных метеорологических условий, при которых могут достигаться наибольшие значения концентрации примеси при наименьших параметрах выброса ее в атмосферу.

5.1. Использование сведений общего прогноза погоды

Согласно изложенным результатам при численном прогнозе загрязнения воздуха к основным предикторам относятся: направление и скорость ветра, состояние устойчивости пограничного слоя атмосферы, отсутствие или наличие осадков. При нормальных (сравнительно часто наблюдающихся) метеорологических условиях для определения наибольших концентраций примеси у земной поверхности необходимы сведения об ожидаемой скорости ветра на высоте флюгера (примерно 10 м). По показателям устойчивости атмосферы прогнозируется характер изменения с высотой температуры воздуха, а при более детальных расчетах — ожидаемый вертикальный градиент температуры воздуха или ее разность на двух высотах, необходимые для определения коэффициента обмена. Можно прогнозировать характеристики состояния погоды в соответствии с классами устойчивости, рассмотренными в п. 2.3. Для этого, кроме данных о скорости ветра, требуются также сведения о степени инсоляции, зависящей от высоты Солнца, и об ожидаемом количестве общей, нижней и верхней облачности.

Указанные данные могут быть, как правило, приняты по общему прогнозу погоды, но, естественно, при этом требуется тщательное определение необходимых величин.

Во многих из рассмотренных в гл. 4 статистических методов прогноза загрязнения воздуха в качестве предикторов также используются метеорологические характеристики, полученные при общих прогнозах погоды на основе синоптической карты и карт барической топографии. Так, при прогнозе интегрального показателя P (см. п. 4.5) используются скорость ветра на высоте флюгера, скорость ветра на уровне 500 м (или 925 гПа), разность температуры воздуха у земли и на уровне 925 гПа, градиент потенциала на уровне AT_{850} и др.

Оперативные прогнозы скорости и направления ветра, температуры воздуха и связанных с ними величин могут выполняться с помощью известных методов прогноза погоды, разработанных на основе исследований по синоптической и динамической метеорологии и изложенных в различных инструктивных документах

(Руководство по краткосрочному прогнозу погоды, 1964, 1965; Методические указания, 1970 и др.).

Методы прогноза аномально опасных условий вертикального распределения температуры воздуха и скорости ветра в пограничном слое воздуха практически не представлены в указанных работах. Они основаны на специальных разработках и на некоторых из них мы остановимся ниже. Особое значение имеет для этой цели разработка численных методов краткосрочного прогноза погоды. Из сводной информации ВМО, ежегодно публикуемой с 1974 г., следует, что уже в ряде стран такие разработки включают результаты моделирования процессов, протекающих в пограничном слое атмосферы. Согласно Программе исследований по прогнозу погоды (Programme, 1979) существенные результаты в данном направлении получены в Англии, Голландии, Канаде, Франции, Швеции, Японии и ряде других стран. Большое внимание этому вопросу уделяется в трудах Семинара по учету пограничного слоя в численных методах прогноза погоды, который был организован в 1976 г. Европейским центром по среднемасштабным прогнозам погоды в Англии, а также в работах Дж. Дирдорфа в США, С. Бодина в Швеции и др. Однако эти исследования в значительной мере находятся в начальной стадии их использования в оперативной практике прогноза погоды.

Важное значение имеет заблаговременность прогноза неблагоприятных условий погоды. Естественно, чем она больше, тем больше возможностей предусмотреть и осуществить необходимые мероприятия по данным прогноза. Однако принимая во внимание точность и возможности совместных методов прогноза метеорологических условий, большей частью достаточно ограничиться заблаговременностью до одних суток. Для отдельных синоптических периодов могут осуществляться прогнозы и на более длительные сроки. В ряде же случаев оказывается полезным предсказание и на короткие сроки — до нескольких часов. Во всех случаях требуется значительная надежность прогнозов, ибо с их учетом могут приниматься весьма дорогостоящие меры, связанные с сокращением, а иногда и прекращением производственной деятельности отдельных предприятий.

5.2. Прогноз потенциала загрязнения атмосферы

Сравнительно простые методы используются при прогнозе так называемого потенциала загрязнения атмосферы. Под этим понятием, впервые введенным в США для описания общих условий рассеивания примесей, нередко подразумеваются комплексные характеристики значений вертикального распределения температуры воздуха и скорости ветра, а иногда и других метеоэлементов. Строгого определения данное понятие, однако, не получило. Из общих соображений можно полагать, что высокий потенциал загрязнения должен соответствовать 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 на распределение концентраций. Это обстоятельство, как было отмечено ранее (Berlyand, 1969), часто не учитывают при характеристике неблагоприятных условий загрязнения воздуха. 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.

Таким образом, значительные загрязнения воздуха выбросами от низких источников (в основном, от автотранспорта) в городах могут возникать при устойчивой стратификации и слабых ветрах. Используемые обычно методы определения потенциала загрязнения, по существу, относятся к низким источникам. Так, в ряде американских работ под высоким потенциалом понимают сочетание скоростей ветра в приземном слое до 4 м/с, а на уровне 3 км до 12 м/с с нисходящими движениями в слое атмосферы до 2,5 км. Продолжительность таких условий должна быть примерно 36 ч.

Сочетание слабых ветров с приземными инверсиями температуры нередко называют состоянием застоя.

Часто для характеристики устойчивости атмосферы используется высота перемешивания L_0 , определяемая как толщина слоя воздуха, в котором рассеиваются основные выбросы от приземных источников (Holzworth, 1967, и др.). Обычно принимается, что слой перемешивания кончается на уровне, где неустойчивая или равновесная стратификация сменяется устойчивой. При использовании этого понятия, как правило, не говорят о высоте выбросов и полагают, что при уменьшении L_0 увеличивается загрязнение воздуха. Очевидно в данном случае должна идти речь о низких выбросах. В случае малой высоты слоя перемешивания или при наличии приземной инверсии, примеси сосредотачиваются у земли, что создает опасные условия загрязнения. Обычно L_0 определяют для дневного времени и антициклонической погоды, полагая при этом, что она равна высоте приземной инверсии, к концу предшествующей ночи. Прогноз ее нередко выполняется по данным аэрологического зондирования. Для этого на термодинамическом графике, например на аэрологической диаграмме, строится зависимость температуры воздуха от высоты. Далее, через точку, соответствующую дневному максимуму температуры воздуха у земли, проводится сухая адиабата — линия, описывающая падение температуры по высоте с сухоадиабатическим градиентом ($1^\circ\text{C}/100\text{ м}$). Точка пересечения двух указанных линий и определяет высоту L_0 .

Для прогноза потенциала загрязнения атмосферы и высоты перемешивания установлен ряд правил на основе статистических проработок. Так, согласно Нимайеру (Niemeier, 1960), значительное загрязнение воздуха на ближайшие 36 ч предсказывается при

антициклонической погоде и при скорости ветра в приземном слое менее 4 м/с, а на уровне поверхности 500 гПа — около 12 м/с.

Значения L_0 прогнозируются для дневного и утреннего времени. В первом случае в соответствии со сказанным выше значение L_0 соответствует уровню пересечения кривых стратификации утреннего зондирования и сухой адиабаты, проведенной через точку ожидаемого приземного максимума дневной температуры. Во втором случае для определения L_0 сухая адиабата проводится через точку, соответствующую $T_{\min} + \delta T_r$, где $T_{\min}$ — минимальная температура у земной поверхности за городом, а δT_r — разность температуры в городе и его окрестностях, в среднем принимаемая равной 5°C. 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 принимает максимальные значения, а концентрации первичных примесей становятся минимальными. 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.

По значениям L_0 и количества выбросов примеси в атмосферу M (г/(с·м²)) при использовании простейшей модели «ящика» (бокс модели) весьма грубо оценивается ожидаемое значение средней по городу концентрации $\bar{q}$ с помощью формулы

$$\bar{q} = M l_1 / (2 L_0 \bar{u}_0),$$

где l_1 — средняя протяженность города.

В США налажен оперативный прогноз возможного образования синоптических ситуаций, неблагоприятных для рассеивания примеси на ближайшие 12—36 ч. Прогнозы даются ежедневно.

В работах Миллера и Нимайера (Miller, Niemeyer, 1963) и Финкельштейна (Finkelstein, 1971) приведены положительные результаты применения данной методики в течение года в США. Она также использовалась для прогноза высоты слоя перемешивания в Японии, где по материалам 10 станций оказалось, что вычисленные значения L_0 удовлетворительно согласовались в 80 % случаев.

В ГДР метеорологическая служба в отдельных случаях дает краткосрочные прогнозы скорости и направления ветра, а также классов устойчивости атмосферы по Улигу (см. п. 2.3) в целях определения ожидаемого уровня загрязнения воздуха (Dietze, 1984).

При прогнозе потенциала загрязнения атмосферы (ПЗА) существенно учитывать климатические характеристики. В районах

с высокой повторяемостью неблагоприятных метеорологических условий следует большее внимание уделять капитальным мероприятиям по обеспечению чистоты воздуха. В этих случаях приобретают существенное значение детальная классификация условий распространения примеси и изучение особенностей их образования. Естественно, что большое значение имеет и прогноз наиболее неблагоприятных условий, характеристики которых отличаются от их средних показателей.

Хольцворт (Holzworth, 1962) для восточных областей США построил карту числа дней за год (июль 1961—август 1962 г.),

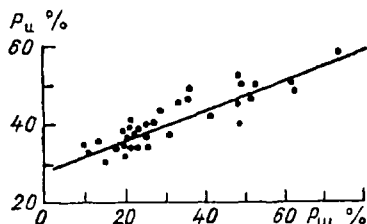


Рис. 5.1. Зависимость между повторяемостями приземных инверсий ($P_{и}$) и штилей ($P_{ш}$).

когда отмечалось сочетание слабого ветра и инверсии температуры и действительно наблюдалось сильное загрязнение воздуха. В другой работе Хольцворта (Holzworth, 1967) по данным радиозондирования на 45 станциях за 10 лет выполнены климатологические исследования высоты перемешивания на территории США и получены средние для дневного времени значения максимальной высоты перемешивания по отдельным сезонам года. В континентальных областях наибольшие ее значения наблюдаются летом (достигают 200—800 м), а минимальные — зимой. На побережье океанов изменения этой высоты в годовом ходе невелики. Карта распределения высокого потенциала загрязнения по территории США была построена также Миллером и Нимайером (Miller, Niemeier, 1963).

Сводные данные о высоте перемешивания для территории СССР содержатся в справочном пособии «Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере» (1982).

В ряде работ (Безуглая, 1980 и др.) для оценки неблагоприятных условий рассеивания примесей от низких источников проведено районирование территории СССР на основе комплексного учета повторяемости приземных инверсий и слабых скоростей ветра. При этом установлена зависимость между повторяемостью приземных инверсий ($P_{и}$) и слабых ветров со скоростью 0—1 м/с ($P_{ш}$) (рис. 5.1). С $P_{и}$ и $P_{ш}$ непосредственно связана и повторяемость застоев воздуха ($P_{з}$), характеризующихся сочетанием приземных инверсий и штилей.

Из полученных результатов следует, что когда $P_{и}$ и $P_{ш}$ равны 20—40 %, значение $P_{з}$ составляет 5—10 %. На территории СССР $P_{з}$ изменяется от 5—15 % на побережьях морей до 20—40 % в Восточной Сибири. Сочетание штилей с приподнятыми инверсиями

встречается сравнительно реже, их повторяемость на большей части территории не превышает 1—2 % и лишь в районах Красноярска, Братска, Якутска и некоторых других городов достигает 5—6 %.

Безуглая и др. (1979) по данным 55 аэрологических станций за период 1953—1968 гг. исследовали климатологическое распределение высоты перемешивания L_0 . На рис. 5.2 представлен график связи повторяемости (Π_1) случаев с повышенным значением

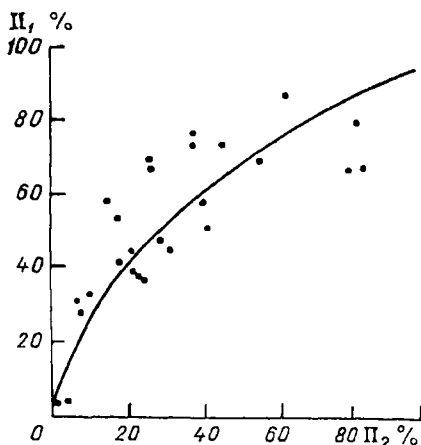


Рис. 5.2. Зависимость между повторяемостями повышенного загрязнения воздуха (Π_1) и малых высот слоя перемешивания (Π_2).

интегрального показателя загрязнения воздуха P (см. (4.32)) с повторяемостью (Π_2) случаев со значениями высоты слоя перемешивания менее 0,5 км в летние месяцы для городов Куйбышева и Свердловска.

Безуглая (1980) выделила на территории Советского Союза пять климатических зон с различными характеристиками загрязнения атмосферы (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Среднегодовые значения метеорологических параметров, определяющих ПЗА по зонам

Зоны ПЗА и его характеристика	Приземные инверсии			Повторяемость, %		Высота слоя перемешивания, км	Продолжительность туманов, ч
	повторяемость, %	мощность, км	интенсивность, °С	скорости ветра	застоев воздуха		
I. Низкий	20—30	0,3—0,5	2—3	10—20	5—10	0,7—0,8	80—350
II. Умеренный	30—40	0,4—0,5	3—5	20—30	7—12	0,8—1,0	100—550
III. Повышенный	30—45	0,3—0,6	2—6	20—40	8—18	0,7—1,0	100—600
	30—45	0,3—0,7	2—6	10—30	10—25	0,4—1,1	100—800
IV. Высокий	30—50	0,3—0,7	3—6	30—60	10—30	0,7—1,6	50—200
V. Очень высокий	40—60	0,3—0,9	3—10	50—70	20—45	0,8—1,6	10—600

Годовой ход высоты слоя перемешивания L_0 (км)

Город	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Архангельск	0,32	0,36	0,63	1,01	1,38	1,53	1,40	1,10	0,76	0,51	0,32	0,31
Анадырь	0,29	0,22	0,26	0,36	0,42	0,54	0,64	0,64	0,54	0,27	0,24	0,24
Баку	0,65	0,68	0,69	0,77	0,86	1,01	1,04	1,11	1,02	0,94	0,69	0,60
Брест	0,30	0,54	0,95	1,22	1,39	1,53	1,54	1,36	1,24	0,84	0,40	0,29
Ивдель	0,47	0,67	0,96	1,59	1,94	1,87	1,69	1,60	1,17	0,73	0,54	0,43
Калининград	0,33	0,42	0,66	0,93	1,13	1,28	1,21	1,13	0,87	0,65	0,39	0,31
Ключи	0,53	0,63	0,94	1,22	1,33	1,45	1,35	1,35	1,29	1,04	0,72	0,59
Махачкала	0,47	0,52	0,60	0,64	0,68	0,90	0,90	0,89	0,85	0,79	0,60	0,47
Пермь	0,58	0,54	0,78	1,16	1,66	1,68	1,46	1,16	1,07	0,68	0,50	0,50
Свердловск	0,59	0,61	0,85	1,19	1,58	1,60	1,40	1,20	0,91	0,77	0,52	0,50
Ташкент	0,61	0,87	1,39	1,63	2,23	2,57	2,51	2,17	1,72	1,37	0,88	0,54
Уфа	0,62	0,55	0,69	1,41	1,92	1,76	1,72	1,60	1,44	0,84	0,59	0,55
Хабаровск	0,40	0,60	0,80	1,20	1,40	1,20	1,10	1,00	1,10	1,00	0,80	0,50
Якутск	0,12	0,21	0,54	1,03	1,48	1,05	1,44	1,22	0,92	0,57	0,28	0,12

Из полученных результатов следует, что наиболее неблагоприятные условия рассеивания примеси характерны для южных районов Средней Азии и для Восточной Сибири (пятая зона). Здесь повторяемость инверсий, их сочетание со слабым ветром в несколько раз больше, чем на северо-западе Европейской части СССР (первая зона). В табл. 5.2 представлены значения годового хода L_0 для ряда городов СССР.

5.3. Прогноз устойчивости приземного слоя воздуха и вертикального профиля температуры

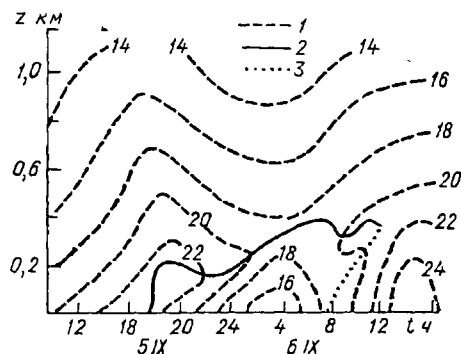
Прогноз устойчивости приземного слоя воздуха может быть выполнен на основе закономерностей суточного хода температуры с учетом общего синоптического прогноза о состоянии погоды, в частности, об ожидаемой облачности и адвективных изменениях температуры.

Характерной чертой суточного хода температуры является ее падение с высотой в дневное время. В результате ночного выхола-

живания подстилающей поверхности в малооблачную погоду образуется слой приземной инверсии, в котором температура повышается с удалением от земной поверхности. Утром при прогреве почвы и прилегающего к ней воздуха возрастание температуры с высотой вблизи подстилающей поверхности постепенно сменяется падением ее, а выше некоторое время сохраняется образовавшаяся ночью инверсия. Таким образом возникает слой приподнятой инверсии. Нижняя граница инверсии со временем повышается и приближается к верхней, пока инверсия не разрушится полностью. В условиях ясной погоды со слабым ветром разруше-

Рис. 5.3. Изменение вертикального распределения температуры в течение суток.

1 — изотерма, 2 — верхняя граница инверсии, 3 — нижняя граница инверсии.



ние инверсии в среднем происходит за 2—3 ч после восхода Солнца. Этот интервал времени существенно зависит от сезона года и толщины инверсионного слоя, образовавшегося в ночные часы.

На рис. 5.3 показано изменение вертикального профиля температуры за сутки по данным Вдовина и др. (1971).

5.3.1. Использование теории суточного хода температуры воздуха. Для количественного расчета ожидаемого градиента температуры воздуха или разности температур на двух уровнях в приземном слое можно воспользоваться результатами теории суточных колебаний температуры. Исходными уравнениями этой теории в соответствии с работой Берлянда (1956) является уравнение притока тепла в атмосфере и почве, а также связанное с ним уравнение переноса влаги. Учитывая квазистационарность приземного слоя и модель (2.8) для коэффициента обмена эти уравнения записываются в следующей форме:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} [\nu + k_1(t)z] \frac{\partial T_1}{\partial z} &= 0, \quad \frac{\partial}{\partial z} [\nu + k_1(t)z] \frac{\partial q_1}{\partial z} = 0 \quad (0 \leq z \leq h); \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} &= k_1(t)h \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial q_2}{\partial t} = k_1(t)h \frac{\partial^2 q_2}{\partial z^2} \quad (z \geq h); \\ \frac{\partial T_3}{\partial t} &= k_3 \frac{\partial^2 T_3}{\partial z^2} \quad (z < 0). \end{aligned} \quad (5.1)$$

Здесь T_i и q_i ($i=1, 2$) температура и влажность воздуха в слоях $0 \leq z \leq h$ и $z > h$, а $\nu + k_1 z$ и $k_1 h$, как и в (2.8), — коэффициенты

обмена в этих слоях, T_3 — температура почвы, k_3 — коэффициент температуропроводности почвы.

В качестве граничных условий принимаются сопряжения T_i и q_i при $z=h$, а на подстилающей поверхности ($z=0$) равенство температур воздуха и почвы, выполнение теплового баланса, а также определенного соотношения между температурой и влажностью воздуха. Задается зависимость $k_1(t)$ от температурного градиента $\partial T_1/\partial z$ при данной скорости ветра u . Решение задачи ищется в виде ряда Фурье с периодом времени $T_0=24$ ч. Суточные колебания температуры и влажности воздуха определяются

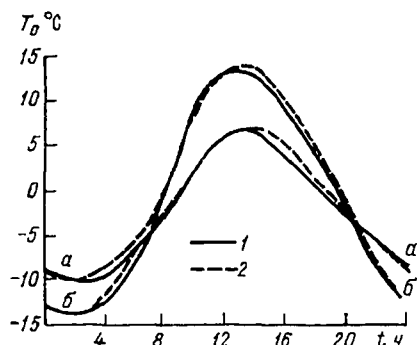


Рис. 5.4. Рассчитанные (1) и фактические (2) изменения температуры воздуха (а) и поверхности почвы (б) в течение суток.

изменением со временем в уравнении теплового баланса подстилающей поверхности потока солнечной радиации J , который определяется формулой:

$$J = \frac{S_0 G}{(1 + fm) m}. \quad (5.2)$$

Здесь $m = \frac{1}{M_1 + N_1 \cos \omega t}$ при $M_1 = \sin \varphi \sin \delta$, $N_1 = \cos \varphi \cos \delta$, где φ — ширина места, δ — склонение Солнца, $\omega = 2\pi/T$; S_0 — солнечная постоянная; f — параметр, характеризующий оптическую толщину атмосферы; G определяется по количеству и характеристикам облачности:

$$G = 1 - c'_n n_n - c'_c n_c - c'_b n_b, \quad (5.3)$$

где n_n , n_c и n_b — количество нижней, средней и верхней облачности в баллах, а c'_n , c'_c и c'_b — соответствующие коэффициенты.

На основе полученного решения в работе Берлянда (1956) были выполнены расчеты суточных колебаний температуры воздуха на высоте $z=2$ м (уровень метеорологической будки) и температуры подстилающей поверхности ($z=0$) для разных широт (от 40 до 60° с. ш.), месяцев, скоростей ветра и степеней увлажнения почвы. Результаты расчета согласуются с данными наблюдений. На рис. 5.4 приведены рассчитанные и фактические измене-

ния температуры на высотах $z=2$ м и $z=0$ для $\varphi \approx 60^\circ$ при безоблачном небе в августе. Из полученных результатов следует ряд выводов относительно изменения разности температур на высотах $z=2$ м и $z=0$ в течение суток. Оказывается, что летом в умеренных широтах эти разности составляют днем примерно 8°C , а ночью $3-4^\circ\text{C}$ и имеют противоположные знаки. Весной и осенью и при перемещении с юга на север эти разности уменьшаются, но везде днем они по абсолютной величине больше, чем ночью. С увеличением амплитуды суточного хода температуры возрастает амплитуда градиентов: днем — значительные сверхadiaбатические градиенты, а ночью — более глубокие инверсии.

В ночное время разность температур воздух—почва достигает максимума примерно к полуночи, после чего она почти не изменяется до восхода солнца.

Характерные изменения температуры воздуха на уровне метеобудки в течение суток в различное время года на Европейской территории Советского Союза приведены в «Руководстве по краткосрочному прогнозу погоды» (1965), а для различных районов СССР в теплое время года — в работе Бачуриной и др. (1967).

При наличии стандартных кривых, характеризующих изменения температуры воздуха в течение суток (см. рис. 5.4), по амплитуде суточного хода можно определить разности температур воздуха на двух высотах. В случае наличия облаков значения разностей при ясном небе должны умножаться на коэффициент G из (5.3), учитывающий прогноз ожидаемой облачности.

Аналогично изложенному выше в работах Берлянда (1956, 1958) выполнены решения непериферической задачи Коши для прогноза профиля температуры в ночное время по данным о вертикальном распределении или о предшествующем ходе температуры.

При использовании полученного решения в оперативных целях иногда могут возникать трудности из-за отсутствия достаточно детальных данных наблюдений, необходимых для задания начального изменения температуры с высотой. Поэтому в работе Берлянда (1958) вместо вертикального профиля используется предшествующий ход температуры воздуха на уровне метеобудки. При этом период, в течение которого требуется задание такого хода, оказывается небольшим, поскольку в силу свойства решения параболического уравнения теплопроводности влияние начальных условий сравнительно быстро затухает.

5.3.2. Климатологические характеристики и эмпирические зависимости. Годовой ход температуры воздуха в пограничном слое имеет ряд закономерностей, сходных с ее колебаниями в течение суток, поскольку и он определяется изменением радиационного баланса подстилающей поверхности. Особенно четко это проявляется в континентальных областях. Высоты, до которых 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.

Кроме суточного и годового хода, существуют и другие причины, в результате которых нарушается монотонность распределения температуры с высотой. Так, известно, 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 идет накопление и анализ опытного материала. В ра-

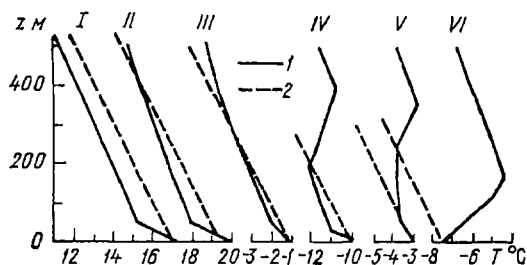


Рис. 5.5. Типы вертикальных профилей температуры воздуха.

1 — распределение температуры, 2 — сухая адиабата.

боте Васильченко (1965) по данным наблюдений в 500-метровом слое дана классификация вертикальных профилей температуры. Он выделил шесть типов профилей (рис. 5.5). В табл. 5.3 представлены данные о повторяемости этих типов в зависимости от

Таблица 5.3

Число случаев с различными типами распределения температуры в пограничном слое атмосферы

Тип профиля	Время, ч								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

времени суток для весеннего и летнего сезонов по материалам наблюдений в районе Щекинской ТЭС (Тульская обл.) за период 1962—1963 гг.

Сонькин и Матвеева (1968) проанализировали условия формирования температурного профиля в нижнем 500-метровом слое по данным Ленинграда (более 1300 случаев), Москвы (900 случаев), Куйбышева (500 случаев) для трех типов стратификации: приподнятой инверсии, приземной инверсии и безинверсионного состояния. В табл. 5.4 и 5.5 представлены данные о повторяемости

Таблица 5.4

Повторяемость (%) типов термической стратификации в нижнем 500-метровом слое воздуха

Тип стратификации	Время, ч					
	4			16		
	Ленинград	Москва	Куйбышев	Ленинград	Москва	Куйбышев
Безинверсионное состояние	49	29	25	49	33	34
Приподнятая инверсия	22	33	19	26	34	26
Приземная инверсия	29	38	57	25	33	40

Таблица 5.5

Повторяемость (%) высот нижней и верхней границы приподнятой инверсии в Ленинграде

Характеристика	Срок, ч	Высоты, 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	1 —

типов стратификации и высот нижней границы приподнятой инверсии и верхней границы приземной инверсии. Оказалось, что зимой приподнятые инверсии располагаются на уровне 200—400 м. При переходе от ночи к дню нижняя граница приподнятых инверсий поднимается, тогда как высота приземных инверсий уменьшается.

Анализ синоптических условий показал, что образование приподнятой инверсии наблюдается чаще в промежуточном барическом поле.

Подробная сводка климатических характеристик приземных и приподнятых инверсий дана в работах Огневой (1971) и Безуглой (1980). В последней приводятся характерные типы годового хода интенсивности $\delta T_{\text{и}}$ (рис. 5.6 а) и толщины слоя $\Delta H_{\text{и}}$ приземной инверсии (рис. 5.6 б), а также среднегодовые значения $\delta T_{\text{и}}$ и $\Delta H_{\text{и}}$ для приземных и приподнятых инверсий (табл. 5.6) по ряду городов СССР.

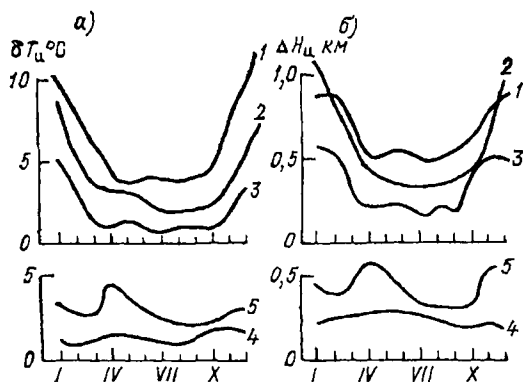


Рис. 5.6. Годовой ход интенсивности ($\delta T_{\text{и}}$) приземной инверсии (а) и толщины слоя инверсии $\Delta H_{\text{и}}$ (б).

1 — Красноярск, 2 — Казань, 3 — Ленинград, 4 — Туапсе, 5 — Махачкала.

Таблица 5.6

Среднегодовые значения толщины слоя $\Delta H_{\text{и}}$ (км) и интенсивности $\delta T_{\text{и}}$ ($^{\circ}\text{C}$) инверсий

Станция	Инверсии					
	приземные		приподнятые в слое, км			
	$\Delta H_{\text{и}}$	$\delta T_{\text{и}}$	0,01—0,5		0,01—2	
			$\Delta H_{\text{и}}$	$\delta T_{\text{и}}$	$\Delta H_{\text{и}}$	$\delta T_{\text{и}}$
Архангельск	0,39	3,1	0,36	2,1	0,40	1,8
Баку	0,37	2,1	0,40	2,4	0,40	2,1
Благовещенск	0,44	5,1	0,48	1,8	0,35	1,5
Волгоград	0,40	3,5	0,43	3,8	0,40	3,1
Иркутск	0,56	5,6	0,48	3,2	0,45	2,3
Калач	0,48	3,4	0,42	2,4	0,43	2,4
Комсомольск-на-Амуре	0,57	4,7	0,47	2,4	0,47	2,1
Красноярск	0,65	5,6	0,49	2,7	0,47	1,7
Москва	0,41	3,4	0,44	3,2	0,44	2,8
Оренбург	0,43	4,0	0,52	5,2	0,38	2,5
Свердловск	0,51	4,7	0,51	4,3	0,43	2,9
Сусуман	0,87	10,3	0,70	3,8	0,67	2,8
Ташкент	0,35	3,6	0,38	1,9	0,36	1,6
Термез	0,33	4,2	0,36	1,6	0,33	1,3
Якутск	0,58	7,1	0,44	4,2	0,41	3,3

Бернхардт и др. (Bernhard et al., 1978) исследовал закономерности временного распределения приземных инверсий температуры воздуха в ГДР.

Для прогноза наличия или отсутствия инверсии температуры Пономаренко (1975) построил эмпирические графики по материалам наблюдений в Киеве (рис. 5.7) для прогноза температурной стратификации в 9 и 15 ч. На осях ординат отложены значения среднего градиента температуры в нижнем 500-метровом слое воздуха по данным радиозондирования в 21 ч предшествующих суток на рис. 5.7 а и в 3 ч на рис. 5.7 б. На осях абсцисс от-

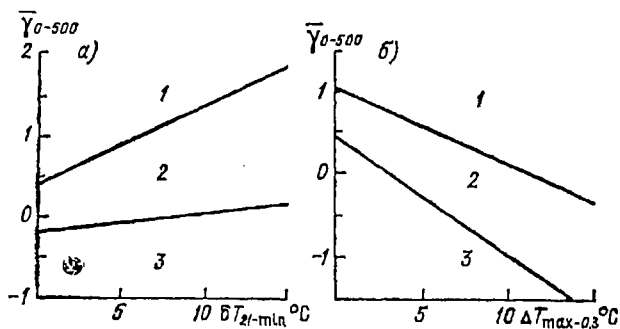


Рис. 5.7. Графики для прогноза стратификации в 9 ч (а) и 15 ч (б).

1 — отсутствие инверсии в слое до высоты 1 км, 2 — приподнятая инверсия в слое до высоты 1 км, 3 — приземная инверсия.

ложены значения разности температуры воздуха в срок 21 ч и минимальной температуры последующей ночи $\delta T_{21-\min}$ (рис. 5.7 а) и между максимальной температурой дня и температурой в 3 ч $\delta T_{\max-0.3}$ (рис. 5.7 б). Графики построены для случаев отсутствия заметной адвекции тепла (при изменении температуры менее 1°C за 6 ч).

Бачурина (1969) в целях прогноза высоты слоя с сухадиабатическим градиентом γ выполнила эмпирические проработки по ряду городов. В табл. 5.7 представлены полученные данные для Москвы (Внуково) по материалам наблюдений за 1948—1964 гг. при различном количестве облаков, осредненном за промежутки времени 9—15 ч.

5.3.3. Расчетные методы прогноза высот инверсии и пограничного слоя. На основе решения уравнений (5.1), описывающих и ночное выхолаживание, с учетом начального распределения температуры воздуха по высоте можно предложить схему прогноза приземных инверсий (Берлянд, 1956, 1958).

В качестве начального условия принимается вертикальное распределение температуры по данным аэрологического зондирования в вечерние сроки наблюдений. В приземном слое ($z < h$) начальное распределение температуры представляется логарифмиче-

ской функцией z , а выше — линейной зависимостью от z с градиентом температуры γ_0 . Высота инверсии $H_{\text{и}}$ находится из условия, что при $z = H_{\text{и}}$ значение $\partial T / \partial z = 0$. Интенсивность инверсии $\delta T_{\text{и}}$ определяется как разность температур на высоте $H_{\text{и}}$ и на уровне метеорологической будки $z = 2$ м. Далее строится ряд графиков для расчета $H_{\text{и}}$ и $\delta T_{\text{и}}$, подобных рис. 5.8, относящемуся к случаю сухой почвы и скорости ветра 1–2 м/с. На оси абсцисс отложено отношение γ_0 (°C/100 м) к величине эффективного излучения подстилающей поверхности E_0 (кал/мин $\times$ см^2)); на осях ординат — $H_{\text{и}}$ и $(\delta T_{\text{и}} - \delta T_0) / E_0$, где δT_0 — разность температур будка — почва. Кривые соответствуют сроку прогноза t . Полученные результаты согласуются с материалами наблюдений, в частности с данными Воронцова (1960) и др.

Интересна зависимость высоты инверсии от скорости ветра, которая следует из выполненных расчетов. На соответствующих кривых, отно-

Рис. 5.8. График для прогноза высоты $H_{\text{и}}$ (а) и интенсивности $\delta T_{\text{и}}$ приземной инверсии (б).

Числа у кривых — срок прогноза.

сящих к определенному сроку прогноза, отмечается четкий максимум при скорости ветра u , равный 2–3 м/с. Наличие такого максимума вполне понятно. С увеличением скорости ветра

Таблица 5.7

Высота слоя с сухадиабатическим градиентом температуры при различной облачности

Количество облаков, баллы	Число случаев	Высота, км	
		средняя	диапазон изменения
0–5	117	1,5	1,1–1,8
6–8	90	1,1	0,7–1,4
9–10	30	0,8	0,6–1,0
0–10	237	1,2	0,6–1,8

высота инверсии сначала увеличивается, ибо возрастает толщина слоя с существенным турбулентным перемешиванием. Затем усиление ветра ($u > 2-3$ м/с), а следовательно, и увеличение обмена приводит к ослаблению инверсии и уменьшению ее высоты.

Некоторые результаты теории формирования приземных и приподнятых инверсий будут рассмотрены в связи с вопросами образования радиационных туманов (см. п. 5.7.1).

По высоте $H_{\text{н}}$ можно приближенно оценивать и ожидаемый уровень нижней границы приподнятой инверсии, образующейся в результате разрушения ночной инверсии.

Простая модель для прогноза высоты слоя инверсии $H_{\text{н}}$ предложена Ямада (Yamada, 1979). Из нее следует, что в первые часы ночи $H_{\text{н}}$ быстро растет со временем, затем этот рост замедляется и к 5 ч достигает примерно 30 м/ч, а $H_{\text{н}}$ не превышает 500 м. Для сравнительно малых $H_{\text{н}}$ Ямада получил следующее приближенное уравнение:

$$\frac{dH_{\text{н}}}{dt} = \frac{4\kappa u_*}{\ln H_{\text{н}}/z_0 - \psi},$$

где $\kappa = 0,38$ — постоянная Кармана, u_* — скорость трения, z_0 — шероховатость подстилающей поверхности, ψ — параметр, связанный с атмосферной устойчивостью, согласно Пановскому (Panofsky, 1963). Сопоставление данных расчета и эксперимента показало, что различие между ними не превышает примерно 50 м при значениях $H_{\text{н}}$, равных 200—700 м.

Вопросы расчета высоты ночного слоя инверсии и сопоставления их с экспериментальными данными рассматривались также Ньюштадтом и Дридонксом (Nieuwstadt, Driedonks, 1979).

Дирдорф (Deardorff, 1974) получил численное решение трехмерной задачи об изменении в пограничном слое атмосферы скорости ветра, температуры и влажности воздуха с высотой и со временем. При этом выполнены расчеты (с очень мелким шагом по времени, равным 6 с) изменения структуры и высоты пограничного слоя в течение нескольких часов днем. Результаты расчетов сопоставлены с соответствующими данными наблюдений в Вангарском эксперименте в Австралии.

Численные эксперименты по определению вертикального профиля температуры в пограничном слое с учетом временных изменений потока солнечной радиации при ясном небе в соответствии с формулой (5.2) выполнены Белинской и Вельтищевой (1977). Одномерная прогностическая модель, позволяющая рассчитать изменения со временем температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра на 30 уровнях до высоты 2000 м, разработана в Швеции Эриксоном и Бодиным (Erikson, Bodin, 1978).

При прогнозе загрязнения воздуха для оценки толщины слоя, сходной с указанной в п. 5.2 высотой перемешивания, может быть полезным определение высоты пограничного слоя H_0 . В рассмотренной в п. 2.2 работе Берлянда и Гениховича (1973) показано, что $H_0 = 10h$, где h — высота приземного слоя воздуха, определяемая

по значению коэффициента обмена k_1 согласно (2.9). В соответствии с п. 2.2

$$H_0 = 0,5 \frac{k_1}{z_1 \omega_z}. \quad (5.4)$$

Отсюда следует, что высота пограничного слоя может изменяться примерно от 200—300 м при инверсии температуры до 1,5—2 км при неустойчивой стратификации. Высота H_0 уменьшается с увеличением широты φ из-за роста ω_z . Значения H_0 , вычисленные по (5.4) для разных областей СССР, представлены в «Климатических характеристиках» (1983).

В Обзоре МакБина и др. (Mc Bean et al., 1979) для определения высоты H_0 из анализа размерности приводится формула

$$H_0 = \gamma_1 u_* / \omega_z. \quad (5.5)$$

Здесь u_* — скорость трения, определяемая через напряжение трения τ и плотность воздуха ρ с помощью соотношения $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$. По поводу численного значения коэффициента γ_1 авторы указывают, что оно зависит от устойчивости атмосферы, а также и от самого определения высоты H_0 , например, во сколько раз полагается на этой высоте турбулентное напряжение меньшим, чем у подстилающей поверхности. Для равновесных условий γ_1 изменяется от 0,12 до 0,3.

Если учесть, что для равновесной стратификации $k_1 = \kappa u_*$ при $z = 1$ м, то из (5.4) следует, что $H_0 = 0,2 u_* / \omega_z$, т. е. среднее значение H_0 в (5.5) для указанного диапазона изменений γ_1 . В целом формула (5.4) носит более общий характер, чем (5.5), так как через k_1 в ней учитывается и влияние стратификации. При устойчивом состоянии высота H_0 меньше, чем при равновесном, а при неустойчивой стратификации — больше.

Высота пограничного слоя H_0 с учетом распределения температуры и скорости ветра с высотой определялась Теннексом (Tennekes, 1973), Смедой (Smeda, 1979) и др. Из расчетов, выполненных Смедой, следует, что при неустойчивых условиях от 9 до 18 ч высота H_0 увеличивается примерно от 200 до 1200 м. При этом основное изменение H_0 происходит за первые 3 ч. Изменение начального значения H_0 в 9 ч от 100 до 300 м существенным оказывается только от этого времени до 12 ч, а после H_0 практически не зависит от его начального значения в 9 ч. Полученные результаты близки к выводам указанной выше работы Дирдорфа (Deardorff, 1974). Смеда получил, что с наступлением устойчивого состояния после 18 ч высота H_0 резко убывает за 1,5—2 ч вечернего времени и ночью сравнительно мало изменяется (от 100 до 400 м) в зависимости от исходных параметров. Для ночных условий Ньюштадт (Nieuwstadt, 1981) получил, что

$$H_0 = 0,4 \sqrt{u_* L' / 2 \omega_z},$$

где L' — масштаб Монины—Обухова. При этом H_0 определяется как высота, где напряжение трения достигает 1 % его значения у поверхности земли.

Методы определения H_0 по турбулентным характеристикам приземного слоя рассмотрены и в ряде других работ (Businger, Arya, 1974; Орленко, 1974; Галушко и Орданович, 1978; Brost, Wyngard, 1978; Yu, 1978; Nieuwstadt, 1981). Однако, эти методы в основном носят диагностический характер и недостаточны для оперативного использования в прогностической практике.

Естественно, прогнозу распределения вертикального профиля температуры способствует наличие начальных данных о нем. Такие данные получают сейчас в СССР, США, Франции, Японии и других странах на оборудованных для этой цели телебашнях или специальных мачтах, а также по результатам аэрологического зондирования с помощью замедленных радиозондов или привязных аэростатов (Берлянд, 1975).

5.4. Синоптические методы прогноза стратификации

Для прогноза стратификации в нижнем слое атмосферы в синоптической практике обычно используются приземная карта и карты барической топографии 850, 700 и 500 гПа. При этом в соответствии с Руководством по краткосрочным прогнозам погоды (1965) для прогноза температуры воздуха в Методических указаниях (1979) рекомендуется использовать метод построения траектории перемещения воздушной массы с учетом изменения температуры за счет трансформации, вертикальных движений и суточных колебаний. Однако полученные таким образом вертикальные профили температуры требуют существенного уточнения в пограничном слое атмосферы. С данной целью в работе Гидрометцентра СССР по прогнозу загрязнения воздуха в оперативную синоптическую практику введена с 1975 г. дополнительная карта изобарической поверхности 925 гПа, соответствующая примерно высоте 700—800 м. Опыт работы показал (Неронова, 1976), что использование этой карты улучшает согласование прогностических кривых стратификации с фактическими до высоты 1,5 км в 25—30 % случаев и почти в 2 раза уменьшает ошибку в определении верхней границы приземной инверсии.

Прогноз по указанной схеме осуществляется на 12, 24 и 36 ч. Построение траектории выполняется шагами, равными 12 ч.

На основании данных о скорости и направлении ветра в рассматриваемом пункте по прогностическим картам барической топографии приближенно определяется точка, откуда за 12 ч придет воздушная масса к этому пункту. Затем в нем по температуре в найденной точке определяется ожидаемое значение адвективного изменения температуры, к которому вносятся уточнения за счет указанных выше факторов.

5.4.1. Учет трансформации воздушных масс. Трансформационные изменения температуры, согласно Берлянду (1956), могут

быть учтены на основании решения системы уравнений тепло- и влагообмена типа (5.1), в которых дополнительно учитываются для слоя $z > h$ адвективные изменения температуры $u(\partial T_2/\partial x)$ и абсолютной влажности воздуха $u(\partial q_2/\partial x)$. Это решение находится для задачи типа Коши с начальными данными при $t=0$ и $x=0$. В результате следует, что приземные изменения температуры ΔT за время t , кратное суткам (24 ч), при перемещении воздуха вдоль траектории на некоторое расстояние определяются по формуле

$$\Delta T = a \Delta R + b \Delta T_0. \quad (5.6)$$

Здесь ΔR — изменение радиационного баланса подстилающей поверхности (кал/(мин·см²)), ΔT_0 — начальная разность температур (°C) в точках x и $x=0$ в момент времени $t=0$. Значения коэффициентов a и b , рассчитанные для t , равных 1, 2 и 3 сут и разных значений скорости ветра u , а также для двух градаций увлажнения почвы (сухой и влажной) даны в табл. 5.8. Аналогично могут быть рассчитаны ΔT на других высотах.

Таблица 5.8

Значения коэффициентов a и b в формуле (5.6)

Состояние почвы	u км/ч	a			b
		Время, сут			
		1	2	3	1—3
Сухая	20	46	67	77	0,27
	30	36	54	63	0,22
	40	32	45	52	0,18
	50	28	39	47	0,14
Влажная	20	40	58	73	0,32
	30	35	50	60	0,26
	40	30	43	51	0,22
	50	26	38	46	0,18

Используя эти теоретические результаты, Бачурина (1961, 1967) разработала оперативную схему расчета эффекта тепловой трансформации воздушных масс. При этом вместо величины ΔR , учитывая (5.2) и (5.3), она ввела соответствующую разность количества облаков по пути перемещения воздуха, которая определяет основные междусуточные изменения радиационного баланса над данной траекторией в определенное время года. На высоте 850 гПа значение ΔT определялось главным образом по ΔT_0 . Полученные результаты вошли в качестве рекомендаций в Руководство по краткосрочным прогнозам погоды (1964, 1965) и Методические указания (1970) для использования в оперативной практике. В этих же документах приведены способы уточнения оценки

адвективного изменения температуры за период, не равный целым суткам, на основе приведенных в п. 5.3.1 теоретических и эмпирических данных о стандартных кривых для суточного хода температуры воздуха у земли и на рассматриваемых уровнях.

В работах Нероновой, Пономаренко и Тихомировой (Методические указания, 1979) по данным наблюдений в районе Москвы принимается, что при антициклонах на уровне 925 гПа амплитуда суточного хода температуры воздуха составляет зимой примерно $2-3^{\circ}\text{C}$, а весной и летом $3-4^{\circ}\text{C}$; при облачной погоде с дождями она принимается равной нулю.

Оперативный метод уточнения синоптических прогнозов максимума и минимума температуры воздуха разработан Успенским (1981) и Петриченко и др. (1981).

При расчете адвективных изменений температуры учитывается также с помощью известных методов влияние упорядоченных вертикальных токов ω . В синоптической практике значения ω обычно рассчитываются для стандартных изобарических уровней. Для уровня 925 гПа ω_{925} не определяется. Поэтому на основе определенных проработок Бачуриной в Методических указаниях (1970) рекомендуется применять $\omega_{925} = 0,5\omega_{850}$.

5.4.2. Использование карт барической топографии 925 гПа. В настоящее время в территориальных гидрометцентрах имеются карты 925 гПа, составленные по фактическим данным. Эти карты непосредственно используются при составлении прогноза на 12 ч. Для прогноза на 24 и 36 ч по изложенной выше схеме необходимы прогностические карты. Один из интерполяционных способов прогноза карты AT_{925} предложили Зотова и Львов (1984). В работах Нероновой, Пономаренко и Тихомировой (Методические указания, 1979) разработан другой приближенный прием составления прогностических карт AT_{925} , который основан на построении траектории воздушной массы путем интерполяции переноса по прогностическим картам приземного барического поля и AT_{850} в сочетании с использованием фактической карты 925 гПа.

При прогнозе на 24 ч сначала используются прогностические значения с приземной карты и AT_{850} . Затем для рассматриваемого пункта строятся векторы скорости ветра для данных уровней и соответствующие им траектории первого шага (на 12 ч) в направлении, противоположном ветровому потоку. Для уровня 925 гПа принимается траектория, промежуточная между этими траекториями, и определяется место, откуда может поступать воздух в пределах первого 12-часового шага. От установленного места, далее, строится траектория второго 12-часового шага уже по фактической карте 925 гПа уровня. При прогнозе на 36 ч используются прогностические карты 925 гПа на 36 и 24 ч. По первой из них аналогично изложенному строится траектория первого шага, по другой — второго шага. Третий шаг делается снова по фактической карте 925 гПа.

Такое построение позволяет уточнить прогноз кривой стратификации и вертикального градиента температуры γ в нижнем

километровом слое воздуха. Полученные значения γ авторы используют для вычисления так называемого термодинамического градиента $\Gamma = \gamma + \frac{T}{g} \left(\frac{du}{dz} \right)^2$. Затем определяется толщина слоя $H_{\text{тд}}$, в котором градиент γ больше сухадиабатического градиента γ_a . Поскольку для установления Γ и $H_{\text{тд}}$, очевидно, кроме градиента температуры γ , требуется также и вертикальный градиент скорости ветра du/dz , то для его определения используются прогностические данные о скорости ветра у земной поверхности и на уровнях 925 и 850 гПа.

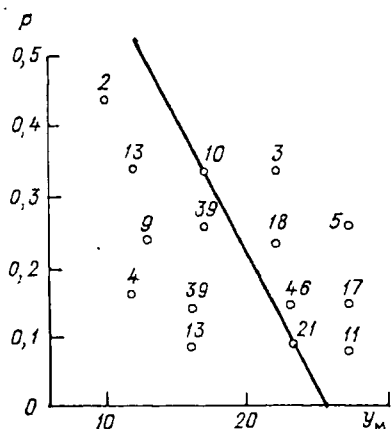


Рис. 5.9. Зависимость между показателями загрязнения воздуха Y_m и P .

Числа у точек — количество использованных данных.

Величину $H_{\text{тд}}$ авторы называют высотой слоя термодинамической турбулентности или толщиной слоя перемешивания. Она рассматривается как один из трех основных факторов, который определяет некоторый комплекс метеорологических условий загрязнения (МУЗ); обозначим его Y_m . В качестве двух других факторов предлагается использовать среднюю скорость ветра $\bar{u}_n$ в слое перемешивания $H_{\text{тд}}$ и условный показатель синоптической обстановки C . Значения $H_{\text{тд}}$ и $\bar{u}_n$, а также показатель C в зависимости от синоптической ситуации, авторы закодировали целыми числами от 3 до 10, как указано в табл. 5.9 и 5.10. Следовательно, величины Y_m могут принимать значения от 9 до 30, причем меньшие из них соответствуют условиям более интенсивного загрязнения воздуха. Отдельно рассматриваются случаи роста и ослабления степени загрязнения воздуха. Некоторые уточнения в определении метеорологических условий, соответствующих таким случаям, содержатся в работе Нероновой и Пономаренко (1981). В рассматриваемых работах показано, что значения Y_m коррелируют с интегральным показателем P (см. гл. 4).

На рис. 5.9 приведен график корреляционной связи между Y_m и P по данным для Москвы за дневное время. Аналогичные гра-

Таблица 5.9

Коды высоты перемешивания и скорости ветра

Код	$H_{\text{тд}}$		$\bar{u}_{\text{п}}$ м/с
	метры	гПа	
3	≤ 300	≤ 980	≤ 3
4	400	965	4
5	500	955	5
6	600	945	6
7	700	935	7
8	800	920	8
9	900	910	9
10	≥ 1000	≥ 900	≥ 10

Таблица 5.10

Код синоптических ситуаций (С)

Код	Синоптические ситуации
3	Центр антициклона (продолжительность 1,5 сут и более)
4	Ложбина с теплым фронтом при юго-восточном переносе, $H_{\text{тд}} \geq 925$ гПа
5	Размытое поле повышенного давления; ось малоподвижного гребня
6	Периферия антициклона или гребень (продолжительность более 1,5 суток) при ветре у земли ≤ 4 м/с
7	Центр малоподвижного циклона или его периферия при юго-восточном ветре; периферия антициклона при юго-восточном ветре и $H_{\text{тд}} = 0$ или $H_{\text{тд}} > 950$ гПа; размытое поле пониженного давления; вновь сформировавшееся ядро
8	Тыл циклона; ложбина при ветре ≤ 4 м/с и направлении ветра, отличном от юго-восточного; ложбина при траекториях с юга и количестве осадков больше 2—3 мм/12 ч или $H_{\text{тд}} > 950$ гПа
9	Периферия малоподвижного антициклона или гребень при ветре у земли 5 м/с и более и направлении ветра, отличном от юго-восточного; ложбина при ветре 5 м/с и более и направлении ветра, отличном от юго-восточного; малоподвижный циклон при направлении ветра, отличном от юго-восточного
10	Углубляющийся циклон, ложбина и волновое возмущение при скорости ветра больше 4—5 м/с и направлении ветра, отличном от юго-восточного; быстро перемещающиеся антициклон и гребень

фики построены для ночного времени и в среднем за сутки. Эта корреляционная зависимость выражается уравнением

$$P = b' \left(1 - \frac{1}{a'} Y_m \right),$$

где значение коэффициентов a' и b' соответственно равны: 25 и 0,93 для дня, 20 и 0,10 для ночи, 24 и 0,88 в среднем за сутки.

Другой способ прогноза стратификации рассматривается в работе Горошко и др. (1981). Авторы предлагают наносить на

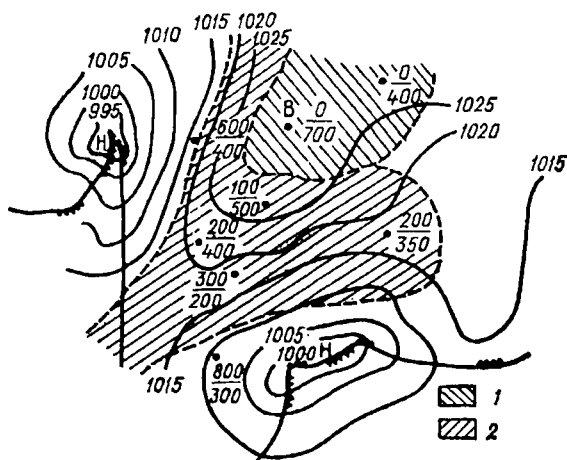


Рис. 5.10. Карта распределения приземных (1) и приподнятых (2) инверсий.

синоптическую карту отдельно для дневного и ночного сроков данные о высоте и мощности приземных и приподнятых инверсий с нижней границей менее 500 м и выделять соответствующие зоны (рис. 5.10). Затем перемещая эти зоны по траекториям движения воздушных масс можно прогнозировать стратификацию на сутки.

5.5. Прогноз вертикального распределения ветра

При нормальных метеорологических условиях для прогноза загрязнения воздуха большей частью достаточно учесть изменение скорости ветра с высотой по логарифмическому закону (2.8) до высоты в несколько сотен метров. Для этого необходимо в основном установить ожидаемые значения скорости ветра в приземном слое (обычно на уровне флюгера) и значение шероховатости подстилающей поверхности z_0 . Шероховатость может быть приближенно оценена по табл. 5.11, составленной по данным ряда авторов (Оке, 1982 и др.), или из простого соотношения, согласно которому z_0 составляет $\frac{1}{7} - \frac{1}{10}$ от средней высоты неровностей подстилающей поверхности.

Значения шероховатости z_0 (см)

Вид поверхности	z_0	$\bar{z}_0$
Снег	0,005—0,1	0,05
Оголенная почва	0,1—1	0,5
Трава высотой 2—30 см	0,3—3	1
Сельскохозяйственные культуры	1—10	5
Лес	50—200	100

5.5.1. Результаты теоретических исследований. Для более точного определения вертикального профиля скорости ветра можно воспользоваться результатами теоретических исследований структуры пограничного слоя воздуха. Исходным положением в этих работах является решение уравнений движения с учетом действия турбулентного обмена и силы Кориолиса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega_z (v_g - v) &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial v}{\partial z} + 2\omega_z (u_g - u) &= 0, \end{aligned} \quad (5.7)$$

где u , v и u_g , v_g — соответственно составляющие по осям x и y скорости ветра и скорости геострофического ветра.

Значения u_g и v_g устанавливаются по полю давления на основании общего прогноза погоды или определяются по скорости ветра в свободной атмосфере на верхней границе пограничного слоя.

Исследованию решения уравнений (5.7) совместно с системой уравнений переноса тепла и влаги, а также баланса энергии турбулентности, при учете различных схем определения k_z посвящено большое число работ. Обзор их и построенных на таком решении моделей структуры пограничного слоя атмосферы содержится в книгах ряда авторов (Wippermann, 1973; Buseuh et al., 1973; Mc Bean et al., 1979; Vager и Надежина, 1979; Nieuwstadt, Van Dor, 1981; и др.).

Решение системы уравнений (5.7) в целях непосредственной разработки прогноза метеорологических величин в пограничном слое выполнено в ряде работ (Vodin, 1976; Сперанский и др., 1978а, б; Carpenter, 1979; Вельтищев и др., 1982). При этом искомые величины представляются нередко в виде двух слагаемых. Одно из них находится из решения рассматриваемой системы, а второе — на основе общего прогноза без учета влияния пограничного слоя, т. е. как фоновое значение искомой метеорологической величины. Например, если рассматриваются компоненты скорости ветра u и v , то полагается, что вторые слагаемые совпадают

с u_g и v_g , которые, как и выше, принимаются по данным общего прогноза.

Другое упрощение, используемое в некоторых названных работах, состоит в использовании свойства квазистационарности приземного слоя воздуха, сущность которого в том, что (при $z \leq h$) потоки количества движения, тепла и влаги слабо зависят от высоты и их можно принимать постоянными. Впервые возможность такого упрощения решения задач о распределении температуры воздуха с высотой и трансформации воздушных масс обоснована в работах Берлянда (1949, 1956).

В качестве граничных условий для скорости ветра требуется убывание ее до нуля на уровне шероховатости, а для температуры и влажности воздуха — условие теплового баланса на уровне подстилающей поверхности. В более полных схемах принимается во внимание также рельеф подстилающей поверхности, возможность образования нижней облачности и др.

В качестве начального условия принимается заданный вертикальный профиль определяемой метеорологической величины. Однако иногда из-за отсутствия необходимых для этого достаточно детальных данных, как в указанных в 5.3.1 работах Берлянда (1956, 1958), в течение некоторого адаптационного периода задается предшествующий ход прогнозируемых величин на уровне метеорологической будки. В работах Сперанского и др. (1978), Толокнова и др. (1978) детально развита указанная схема численного прогноза погоды. На основании выполненных исследований, в частности, показано, что при прогнозе на срок 40 ч адаптационный период можно принимать равным примерно суткам. Фоновые поля метеорологических величин устанавливались с использованием данных радиозондирования для уровней 850 и 700 гПа.

В этих работах приведены результаты проверки локального прогноза скорости ветра, температуры и влажности в пограничном слое воздуха на срок 40 ч в Новосибирске. Средняя ошибка прогноза скорости приземного ветра составила 1,3 м/с, максимума температуры на высоте 2 м на первые сутки — 1,5°C, а на вторые — 3,1°C.

Из решения (5.7) при использовании для k_z модели (2.8) следует, что скорость ветра до высоты нескольких метров увеличивается примерно по логарифмическому закону (2.8), выше она изменяется несколько быстрее и на высоте пограничного слоя $H_0 = 10h$ (см. п. 5.3.3) достигает своего геострофического значения.

Решение (5.7) позволяет определить зависимость направления ветра от высоты. Уже в первых работах по теории изменения скорости ветра в пограничном слое атмосферы (Rossby, Montgomery, 1935; Блинова, Кибель, 1937; Юдин, Швеи, 1940; Берлянд, 1947); не только определялся угол поворота ветра с высотой, но и использовалось полученное значение этого угла для проверки развитой теории. Действительно, если решать систему (5.7) при постоянном значении k_z (так называемая модель Экмана), угол α_0 между геострофическим и приземным направлениями ветра всегда

будет составлять 45° , что не совпадает с фактическими данными. Учет роста k_z с z приводит к тому, что при неустойчивой стратификации угол α_0 близок к $10-15^\circ$, а с усилением устойчивости атмосферы он увеличивается, как это следует и из результатов наблюдений.

Согласно работе Берлянда (1947), в которой принимается, что в приземном слое ($z \leq h$) $k_z = k_1 z^m$, а при $z > h$ величина $k_z = k_h$, т. е. сохраняет постоянное значение, и m зависит от устойчивости атмосферы (при неустойчивом состоянии $m=1,1$, при равновесном $m=1$, при устойчивом $m=0,9$), α_0 принимает значения, указанные в табл. 5.12 (где u_1 — скорость ветра на высоте 1 м).

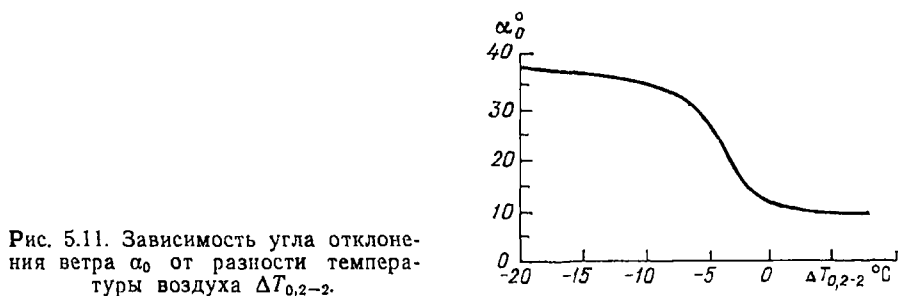


Рис. 5.11. Зависимость угла отклонения ветра α_0 от разности температуры воздуха $\Delta T_{0,2-2}$.

Для умеренных скоростей ветра значения α_0 в зависимости от разности температур воздуха на высотах 0,2 и 2 м ($\Delta T_{0,2-2}$) даны на рис. 5.11.

В работах Дикона (Dieson, 1973), Тарнопольского и Шнайдемана (1979), Орленко (1977) получены сходные зависимости α_0 от устойчивости атмосферы, скорости ветра и шероховатости подстилающей поверхности, как по данным расчета, так и эксперимента.

Таблица 5.12

Значения угла отклонения α_0

Состояние устойчивости	u м/с	z_0 см			
		1	5	10	20
Неустойчивое	1	14	17	18	19
	2	13	15	16	17
	4	11	14	14	15
Равновесное	1	16	18	19	20
	2	15	17	18	19
	4	14	16	17	18
Устойчивое	1	35	38	39	40
	2	34	36	37	38
	4	32	34	35	36

При прогнозе скорости по данным синоптических карт важное значение имеет определение отношения скорости ветра в приземном слое u_{ϕ} , например, на высоте флюгера z_{ϕ} , обычно равной 10 м, к скорости геострофического ветра u_g . Величина u_{ϕ}/u_g определяется как на основе указанных теоретических схем, так и по материалам наблюдений. Сводка полученных данных представлена в работе Орленко (1979). Ряд формул для определения u_{ϕ}/u_g содержится в обзоре МакБина и др. (Mc Bean et al., 1979).

Указанные результаты носят в основном диагностический характер, поскольку решение (5.7) относится к стационарному режиму. Однако при наличии прогностических данных о типе вертикального изменения температуры в приземном слое воздуха в соответствии с п. 5.3 можно приблизительно воспользоваться приведенными данными и в целях прогноза скорости ветра. При этом нужно учитывать закономерности ее суточных колебаний (Берлянд, 1947; Buajitti, Blackedag, 1957; Матвеев, 1984; Орленко, 1979 и др.), согласно которым на определенном уровне происходит так называемое обращение скорости ветра. Ниже этого уровня максимум скорости ветра достигается днем, а минимум — ночью, а выше, наоборот, максимум достигается ночью, а минимум — днем.

При определенных условиях следует учитывать горизонтальный градиент температуры и связанный с ним «термический ветер». Существенные результаты в этом плане для случая бароклинного пограничного слоя и линейного изменения с высотой термического ветра получены Вин-Нильсеном (Wiin-Nielsen, 1974) и др.

В рассмотренных в п. 5.4.2 работах по использованию карт 925 гПа полагается, что в большей части случаев значение геострофического ветра в слое от земли до уровня 850 гПа с точностью до ± 2 м/с совпадает со скоростью ветра на высоте 925 гПа.

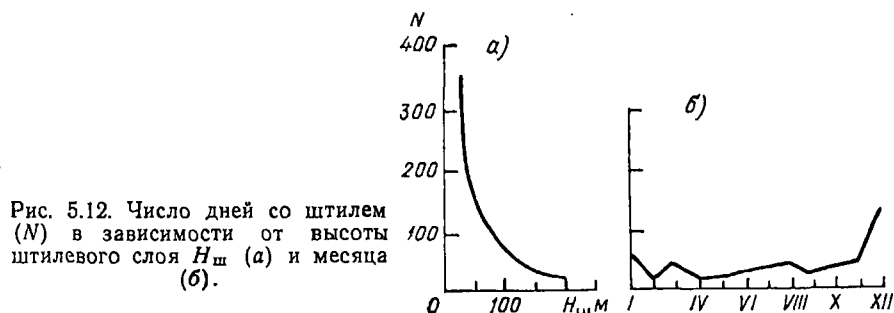
5.5.2. Высота штилевого слоя. Для случая аномальных условий погоды, способствующих повышению загрязнения приземного слоя воздуха, существенное значение приобретает прогноз штилей и высоты их распространения. Большая повторяемость ослабления ветра в приземном слое воздуха до штиля наблюдается во многих географических областях. Такое ослабление особенно 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.

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 не всегда могут быть использованы, так как шары-пилоты и радиозонды быстро проходят через нижние слои атмосферы. Из-за инерционности измери-

тельных 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.

К настоящему времени методика прогноза штилей пока не разработана. Поэтому полезными могут быть некоторые климатологические проработки.

Вдовин и Царев (1969) исследовали развитие штилей в пограничном слое атмосферы по данным наблюдений на телевизионных башнях в Ленинграде до высоты 269 м и в Новосибирске до вы-



соты 180 м, а также на 300-метровой метеорологической мачте в Обнинске. Анализу подвергались только те случаи, когда скорость ветра $< 1,5$ м/с (0—1 балла по шкале Бофорта) отмечалась от нижнего уровня до некоторой высоты. Всего было проанализировано для Ленинграда 703 случая, для Новосибирска 590 и для Обнинска 95. На рис. 5.12 представлены полученные повторяемости штилевых слоев различной мощности.

Вдовин и Царев приводят также данные о суточном ходе штилей для Ленинграда (табл. 5.13) и их годовом ходе для Новосибирска (рис. 5.12 б). В суточном ходе максимум штилей отмечается в утренние часы, а в годовом — зимой в условиях антициклонической погоды. Штили возникают почти во все часы суток, в том числе нередко и в дневные, а также и в различные сезоны года.

В областях с резко континентальным климатом (Сибирь, Средняя Азия и др.) вертикальная протяженность штилевых слоев

Таблица 5.13

Суточный ход числа случаев с штилевыми слоями

Высота штилевого слоя, м	Время, ч							
	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

весьма велика (несколько сотен метров и больше). Они отчетливо прослеживаются и по данным сетевого аэрологического зондирования (Климатические характеристики, 1983).

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).

5.5.3. Мезоструи. Несколько более подробно исследованы теоретически случаи резкого усиления скорости ветра на некотором

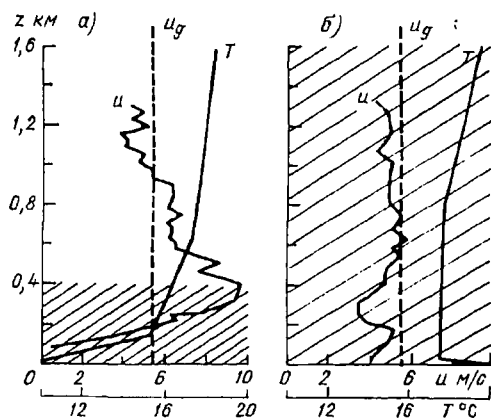


Рис. 5.13. Вертикальные профили скорости ветра и температуры воздуха ночью при наличии мезоструи (а) и в предшествующий день (б).

уровне в пределах пограничного слоя. Показано, что в этих случаях могут превышать значения геострофической скорости ветра. Такое явление иногда называют мезоструями или струйными течениями в пограничном слое атмосферы. Первое истолкование его было дано Блэкедаром (Blackadar, 1957) с учетом решения уравнения движения (5.7). Он показал, что в силу возникающих инерционных колебаний вектора ветра с высотой в периоды времени, близкие к восходу Солнца, возникают сверхгеострофические скорости ветра вблизи верхней границы пограничного слоя. Отмечено, что такое превышение скорости над u_g наблюдается и в области верхней границы приземной инверсии.

В дальнейшем теория этого явления была развита Дирдорфом (Deardorff, 1972), Деляге (Delage, 1974), Торпе и Гаймером (Thorpe, Guymet, 1976), Каспищки (Kaspzycki, 1978, 1980) и др. Наличие ночной струи на высотах в несколько сотен метров отчетливо выявлено в ряде случаев по материалам детальных наблюдений в пограничном слое воздуха в известных экспериментах Вангара и О'Нейла. Торпе и Гаймер (Thorpe, Guymet, 1976) приводят характерные распределения скорости ветра и температуры воздуха с высотой при наличии ночной мезоструи, способствующие пониманию природы ее образования. На рис. 5.13 представлены их данные радиозондирования 6—7 августа 1974 г. в одном из пунктов Англии. На рис. 5.13 а, относящемся к ночному времени,

отчетливо видна мезоструя; на рис. 5.13 б для сравнения даны соответствующие профили скорости ветра и температуры в дневное время предшествующих суток. Заштрихованы области развития пограничного слоя, характерные для безоблачной антициклонической погоды в ночное время (несколько сотен метров) и в дневное время (1—2 км). Указаны также скорости геострофического ветра. В результате того, что значение u_g достигается ночью на сравнительно небольших высотах (примерно 200 м), скорость ветра в пределах пограничного слоя возрастает с высотой гораздо быстрее, чем днем. Выше из-за инерционной осцилляции вектора ветра, как уже указывалось, она может превысить геострофическую скорость и таким образом, создать мезострую. В дневное время (рис. 5.13 б) рост скорости ветра до u_g происходит в слое, высота которого почти на порядок больше, чем ночью, и поэтому вертикальное изменение ветра относительно меньше.

В ночное время высота пограничного слоя, определяемая по уровню, где скорость ветра достигает геострофического значения, обычно близка к верхней границе приземной инверсии, выше которой температура воздуха падает с высотой. Следовательно, возникновение ночной струи происходит непосредственно в области, близкой к границе приземной инверсии, развивающейся в ночные часы.

Указанные свойства распределения ветра с высотой в ночные часы наиболее четко проявляются при антициклонической безоблачной погоде. Однако интенсивность ночной струи, определяемая значительным превышением скорости ветра над u_g , зависит и от ряда других метеорологических факторов, связанных с характеристиками термического ветра: от изменения в пограничном слое значения u_g , рельефа местности, близости крупных водоемов и др. Торпе и Гаймер на основании выполненного теоретического исследования и анализа экспериментальных данных приводят ряд прогностических признаков возможностей возникновения ночных струй.

Некоторые из теоретических выводов подтверждаются результатами наблюдений Каспшицки (Kasprzycki, 1978, 1980), Орленко (1979) и др. Каспшицки указывает, что по данным, полученным с помощью замедленных аэрологических зондов в Польше, в среднем максимум скорости ветра в струйном течении достигает 10 ± 4 м/с, а высота струи — 420 ± 280 м.

Согласно Орленко (1979), струи наблюдаются до высоты 1,5 км, причем высота максимума скорости близка к уровню верхней границы приземной инверсии. При сильном ветре превышение скорости внутри струи под геострофическим может достигать 10 м/с. Шу (Hsu, 1979) отметил, что струи с усилением скорости ветра до 15 м/с на высотах 100—600 м могут образовываться и над ровным открытым морским побережьем.

В работе Сперанского и др. (1978) приведен пример расчета мезоструи в ночных условиях с учетом совместного влияния адвекции тепла и рельефа местности. Согласно расчетам, максимум

скорости в струе равен 25 м/с (без учета влияния рельефа — 17 м/с), а по фактическим данным он составляет примерно 30 м/с.

5.6. Учет горизонтальных неоднородностей подстилающей поверхности

5.6.1. Бризовая циркуляция. При прогнозах загрязнения воздуха на побережье морей и крупных водоемов существенно учитывать влияние бризов, при которых изменяется направление ветра и может возникать неблагоприятная температурная стратификация. Образование в отдельные периоды замкнутой циркуляции приводит к возврату примесей, поднявшихся над источником. Кроме того, при бризах в первую половину дня на побережье поступает относительно холодная воздушная масса с водной поверхности и образуется внутренний пограничный слой. В пределах этого слоя воздух оказывается более холодным, чем над ним. Температура воздуха с высотой здесь падает, а на верхней границе слоя может возрасти. Таким образом возникает приподнятая инверсия, высота и интенсивность которой зависят от времени суток, расстояния от берега и разности температуры поверхностей воды и суши. Нижняя граница такой инверсии располагается на сравнительно небольших высотах и нередко может оказаться непосредственно над источником примеси.

Как уже отмечалось (см. п. 3.7), именно при таких условиях в приземном слое воздуха наблюдаются значительные концентрации примесей, т. е. возникает так называемое явление фумигации — сильной загазованности или задымления воздуха (Van Dor et al., 1979; Misra, 1980).

Изучению бризовой циркуляции посвящено много работ (см., например, Матвеев, 1984), в том числе теоретических исследований. Эсток (Estoque, 1961) построил 2-х мерную, а Пильке (Peilke, 1974) — 3-х мерную численные модели бризов с учетом нелинейных эффектов. Озое и др. (Ozoe et al., 1983) на основании численного решения задачи привели примеры образующейся при бризах замкнутой циркуляции в пределах ± 100 км от границы раздела суша—море по горизонтали и до 3 км по вертикали. Они также выполнили расчеты переноса примесей от расположенных на побережье линейного и площадного источников. Шейр и др. (Shair et al., 1982) экспериментально исследовали перенос трассера SF_6 в процессе бризовой циркуляции летом 1977 г. в районе Лос-Анджелеса (США). Было обнаружено, что выбросы распространяются на расстояния до 175 км и частично возвращаются в течение последующих суток к месту расположения источника. В среднем за период эксперимента время пребывания трассера над океаном составляет около 10 ч.

Существенное влияние бризов, возникающих на побережье Великих озер и на востоке США, отмечено в исследованиях Лайнса

и Олсона (Lyons, Ollson, 1973), а также Рейнора и др. (Reynor et al., 1975).

Исследования структуры внутреннего пограничного слоя H_v , образующегося при бризах, выполнялись по данным моделирования в аэродинамических трубах Мерони и др. (Meroney et al., 1975), в естественных условиях Рейнором и др. (Reynor et al., 1974), Мисра (Misra, 1980) и др., а также теоретически Теннексом (Tennekes, 1973), Венкатрамом (Venkatram, 1977), Вагером и Надежиной (1979), Пененко и др. (1979) и др.

Для оценки высоты слоя H_v предложен ряд формул, которые можно использовать и в прогностических целях. Согласно Рейнору и др. (Reynor et al., 1975) в результате обработки данных наблюдений получено, что

$$H_v = \frac{u_*}{u} \sqrt{\frac{x \Delta T}{\partial T / \partial z}}, \quad (5.8)$$

где u — средняя скорость ветра, u_* — скорость трения, определяемая по напряжению трения, x — расстояние от берега, ΔT — разность температур вода—суша, $\partial T / \partial z$ — средний градиент температуры воздуха на побережье. По Камуфо и Кавалери (Camuffo, Cavaleri, 1980), Камуфо (Camuffo, 1980),

$$H_v = \alpha_1 \sqrt{x / u s_0},$$

где $\alpha_1 = 0,05 \text{ м/с}^{1/2}$, $s_0 = \frac{g}{\Theta} \frac{dT}{dz}$ — параметр стратификации (в случае зимних туманов $s_0 = 1,4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-2}$).

Аналогичного вида формула была получена теоретически (Venkatram, 1977, и др.). Рейбли и др. (Reible et al., 1983) построили упрощенную двухслойную модель переноса примеси при бризе, полагая, что в нижнем слое температура воздуха падает с высотой, а над ним располагается слой приподнятой инверсии.

5.6.2. Условия холмистой местности. Особенно существенно сказывается на структуре воздушного потока влияние рельефа. Исследования этого влияния выполнялись как на основе экспериментальных работ в естественных условиях и моделирования в аэродинамической трубе, так и теоретически (Берлянд, 1975; Naugen, 1975; Hunt, Jackson, 1974, Taylor, 1977, Берлянд и др. 1979а).

Одним из показателей влияния рельефа является отношение η скоростей ветра над неровной и ровной местностями. В табл. 5.14 приведены сводные данные о величине η для высоты $z = 2 \text{ м}$, полученные в результате микроклиматических наблюдений и аэродинамического моделирования воздушных течений над холмами при разных углах наклона склонов α (Берлянд, 1975).

На рис. 5.14 и 5.15 представлены отношения скорости ветра u над холмом к скорости набегающего потока u^0 по результатам моделирования в аэродинамической трубе (Зражевский и др., 1968; Берлянд и др., 1970). На рис. 5.14 показана зависимость

$\eta = u/u^0$ от x/h_0 , где x — горизонтальная координата, h_0 — высота холма, при углах наклона α от 12 до 18°, а на рис. 5.15 — вертикальные профили скорости ветра при $\alpha = 12^\circ$.

Рассмотренные в п. 2.12 теоретические исследования Берлянда и Гениховича (1971) и др. основаны на численном интегрировании уравнений движения (2.73). Из расчетов вертикальных профилей скоростей ветра для различных участков воздушного потока над холмом следует наличие максимума скорости ветра на некоторой высоте, обусловленного противоположным воздействием

Таблица 5.14

Отношение скорости ветра над различными формами рельефа к скорости ветра на ровном месте

Форма рельефа	Микроклиматические наблюдения		Аэродинамическое моделирование	
	α°	η	α°	η
Вершины возвышенностей	>10	1,4—1,5	15	1,30
Вершины небольших пологих холмов	<10	1,1—1,2	18	1,55
			6	1,10
Средние части наветренных склонов	>10	1,0—1,1	15	1,10
Подветренные склоны возвышенностей	<10	0,6—0,7	6	0,80
верхняя часть нижняя часть	>10	1,0—0,9	15	1,05
	>10	0,6	18	0,50
			15	0,65
			12	0,75

напряжения турбулентного трения и бернуллиевого градиента давления. Наличие и положение этого максимума согласуются с данными экспериментов по моделированию обтекания холма в аэродинамической трубе.

На рис. 5.16 представлены результаты расчета изменения для холма высотой $h_0 = 50$ м отношения скорости ветра u и коэффициента обмена k к их значениям в набегающем потоке u^0 и k^0 на двух высотах над подстилающей поверхностью (1 и 10 м). Полученные результаты согласуются с данными измерений в естественных условиях, а также в аэродинамической трубе.

При расчетах выявляется и ряд тонких эффектов, которые в настоящее время трудно обнаружить экспериментальными методами. В частности, это относится к различному характеру приближения с высотой скорости ветра и коэффициента обмена к значениям, характерным для ровного места. Как видно из рис. 5.16, коэффициент обмена над холмом приближается к своему значению над ровной местностью заметно быстрее, чем скорость ветра.

Для условий сложного рельефа с большой крутизной склонов существенно также учитывать возможность отрыва турбулентных

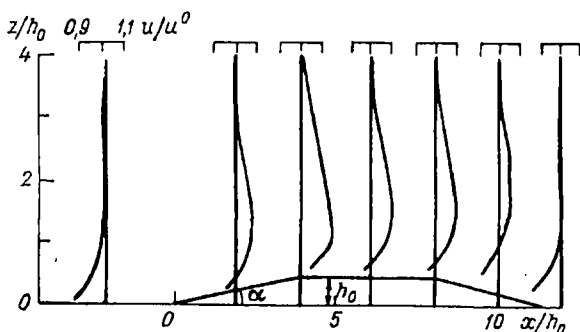
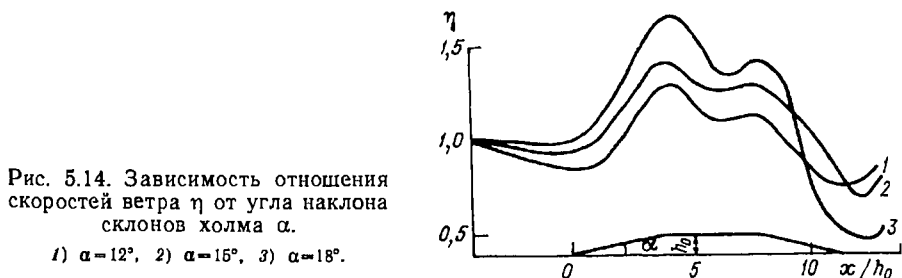
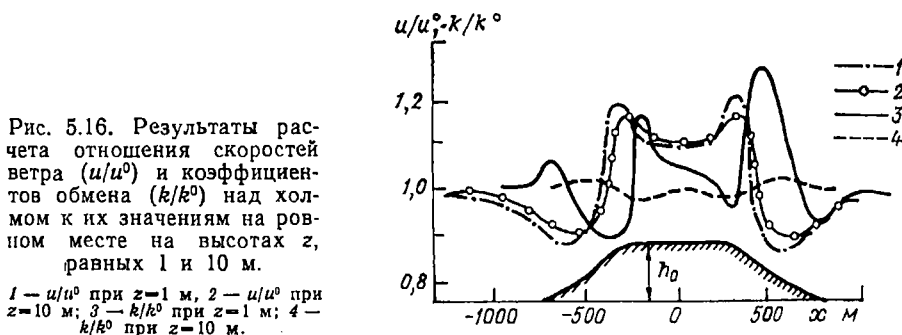


Рис. 5.15. Вертикальные профили скорости ветра в разных частях холма.



вихрей на подветренных склонах. Характеристики таких отрывов получены по данным аэродинамического моделирования Патоком и Хантом (Patock, Hunt, 1979) и др.

5.7. Прогноз туманов

Прогноз туманов состоит в определении изменений температуры и влажности приземного слоя воздуха, при которых часть влаги переходит в жидкое состояние и образуются водяные капли, снижающие видимость до 1000 м и менее. От туманов или дымки, к которой относят случаи, когда вследствие наличия в воздухе взвешенных капель воды видимость превышает 1000 м, отличают мглу, когда причиной снижения видимости является наличие твердых частиц в атмосфере. Такая мгла, в частности, возникает в фотохимических смогах (см. п. 2.13), сопровождающихся образованием большого количества аэрозолей.

Условием появления туманов является повышение относительной влажности воздуха до 100 % и достижение пересыщения, при котором образуется достаточное количество водяных капель. Однако требуемое пересыщение весьма мало. Поэтому практически принимают, что туманы образуются, когда температура воздуха на уровне метеорологической будки ($z=2$ м) понизится до точки росы (Берлянд, Грачева, 1962). Методы прогноза туманов различаются в зависимости от условий их происхождения.

5.7.1. Радиационные туманы. Радиационные туманы, возникающие в результате ночного выхолаживания приземного слоя воздуха, относятся к наиболее распространенным типам туманов. Вопросы образования их рассматривались в работах Берлянда (1956), Лушева и Матвеева (1967), Здунковского и Нильсена (Zdunkowski, Nielsen, 1969), Берлянда и Канчана (1973), Захаровой (1975), Брауна и Роча (Brown, Roach, 1976), Буйкова и Хворостьянова (1977) и др. Однако в практических целях прогноза используются только некоторые из них (Берлянд, 1956, и др.), а в первых прогностических работах применялись простейшие эмпирические схемы (Зверев, 1954).

Основой теоретических методов является решение системы уравнений типа (5.1), определяющей изменение температуры и влажности воздуха в пограничном слое атмосферы с учетом указанных в п. 5.3 граничных условий. Обычно рассматривается ночной период времени при условиях, когда преобладают в основном радиационные факторы, а адвективным влиянием на температуру и влажность можно пренебречь. Это дает возможность исходить из решения задачи Коши при определенных начальных условиях.

Для прогноза возникновения радиационного тумана нередко оказывается достаточным определить ночное выхолаживание на уровне метеорологической будки ($z=2$ м), при этом принимают, что изменение точки росы на данном уровне составляет примерно 1°C . Однако для расчета влияния тумана на загрязнение воздуха требуется не только само установление возможности образования тумана, но и ряд характеристик тумана, таких, как высота и водность его, а также распределение температуры в тумане. Использование численных методов позволяет подойти к решению такой задачи.

В работе Берлянда и Канчана (1973) исходными уравнениями для определения изменений температуры и влажности воздуха в пограничном слое атмосферы являются

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial T}{\partial z} + \varepsilon_p + \varepsilon_k, \\ \frac{\partial Q'}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial Q'}{\partial z}, \\ \frac{\partial T_n}{\partial t} &= k_n \frac{\partial^2 T_n}{\partial z^2}.\end{aligned}\quad (5.9)$$

Здесь T — температура воздуха, $Q' = Q + \Delta$ — суммарное влагосодержание (Q — абсолютная влажность воздуха, Δ — водность тумана), T_n — температура почвы, k_n — коэффициент теплопроводности почвы, ε_p и ε_k — притоки тепла за счет поглощения радиации и конденсации водяного пара. Вертикальное распределение k_z принимается в соответствии с (2.8).

Полагается, что до возникновения тумана $Q' = Q$. Образуется туман, когда водяной пар в воздухе достигает насыщения, т. е. $Q' = Q_m(T)$. В соответствии с формулой Магнуса

$$Q_m(T) = \bar{a} e^{\nu T}. \quad (5.10)$$

Здесь $\nu = 17/(235 + T)$, а $\bar{a} = 4,58 \text{ г/м}^3$, если Q выражено в г/м^3 .

После начала конденсации $Q' = Q_m(T) + \Delta$, откуда $\Delta = Q' - Q_m(T)$; $\varepsilon_k = L_* \frac{\partial \Delta}{\partial t} / c_p \rho$, где L_* — теплота конденсации водяного пара.

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 $z=0$.

$$T = T_n, \quad -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda_n \frac{\partial T_n}{\partial z} - \frac{L_* \lambda}{c_p \rho} \frac{\partial Q}{\partial z} = E_0,$$

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 менее жесткое, чем допущение (Zdankowski, Nielsen, 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 ($t=0$) задаются вертикальные распределения температур T , T_n и абсолютной влажности воздуха Q .

Система (5.9) дополняется уравнениями, определяющими изменение радиационных потоков.

Входящие в правую часть уравнения (5.9) 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 в исходных уравнениях (5.9) не учиты-

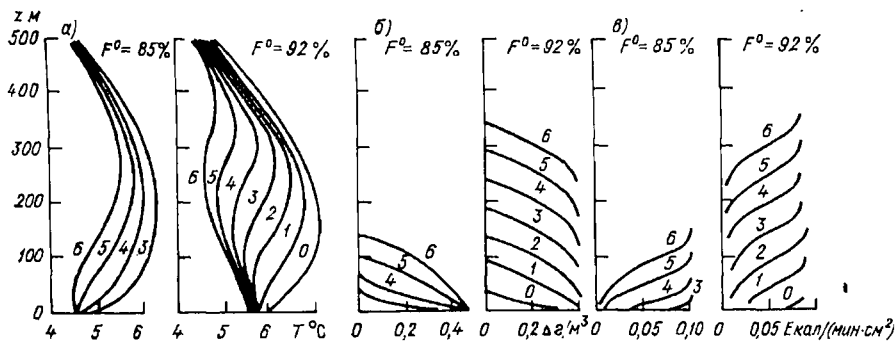


Рис. 5.17. Вертикальное распределение температуры воздуха T (а), водности Δ (б) и эффективного излучения E (в) в радиационных туманах.

Числа у кривых — время, ч.

вается член, описывающий лучистый теплообмен, можно не учитывать и теплоту конденсации; принимать же во внимание только один из них нельзя.

Значение ϵ_k можно определить непосредственно из уравнения (5.9), учитывая, что $Q' = Q + \Delta$ и что в тумане $Q = Q_m(T)$.

В работе Берлянда и Канчана (1973) решение указанной системы уравнений выполняется численно с помощью метода прогонки, модифицированного применительно к двухслойной среде атмосфера—почва.

На рис. 5.17 представлены данные расчета для безоблачной ночи в октябре. При расчете полагалось, что широта $\phi = 60^\circ$, $T_0^0 = 10^\circ\text{C}$, $k_1 = 0,05$ м/с, $h = 30$ м, $k_{\pi} = 0,5 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Рассматривались два варианта начальной относительной влажности воздуха F^0 , равной 85 и 92 %. За начальный момент ($t = 0$) взято время 18 ч. При $F^0 = 85\%$ к 2 ч 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 инверсионный 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 ч, 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 2 ч его вертикальная протяженность составляет 80 м при максимальной водности $\Delta=0,42$ г/м³. С высотой водность Δ быстро уменьшается. К 6 ч примерно до 60 м значение Δ остается постоянным, и лишь выше оно сравнительно резко уменьшается. При этом нужно отметить, что максимальное приземное значение водности практически мало изменяется со временем. В начале образования тумана радиационный поток E почти не изменяется с высотой и равен E_0 . Через некоторое время E значительно уменьшается и становится пренебрежимо малым, а максимальное значение E (несколько меньшее E_0) смещается на более высокие уровни.

В правых частях рис. 5.17 представлены аналогичные результаты расчета для второго случая, когда абсолютная 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 водности 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 водности для радиационных туманов в приземном слое обычно составляют не более 0,5—0,8 г/м³. Имеющиеся немногочисленные измерения позволяют сделать вывод о значительном уменьшении эффективного излучения земли при высоте тумана более 50—100 м. Данные расчетов высот нижней границы приподнятой инверсии и слоя тумана согласуются с материалами наблюдений (Прох, 1966; Воронцов, 1960, и др.).

Аналогичные расчеты высоты туманов были сделаны 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 (5.9) члена с ϵ_p отражает радиационное выхолаживание слоя тумана, вследствие которого ночное понижение температуры воздуха будет простирается 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.

5.7.2. Адвективные туманы. К туманам адвективного типа относятся туманы, возникающие на берегах незамерзающих рек и водоемов. Прогноз их может осуществляться в соответствии с работой Берлянда и Оникула (1968) на основе численного решения

системы уравнений тепло- и влагообмена в установившемся потоке воздуха, перемещающемся над рекой или водоемом и их берегами. При этом холодный воздух, не насыщенный влагой, протекает на более теплую незамерзающую поверхность реки, после чего смещается над снежной поверхностью подветренного берега.

Горизонтальные расстояния, которые должны рассматриваться 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 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 ($x' > 0$)

$$u \frac{\partial T'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z' \frac{\partial T'}{\partial z}, \quad u \frac{\partial Q'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z' \frac{\partial Q'}{\partial z}; \quad (5.11)$$

$$T' = T^0, \quad Q' = Q^0 \quad \text{при } x' = 0;$$

$$T' = T'_0 = \text{const}, \quad Q' = Q_m(T'_0) \quad \text{при } z = 0;$$

над подветренным берегом ($x > 0$)

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial T}{\partial z}, \quad u \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial Q}{\partial z}; \quad (5.12)$$

$$T = T', \quad Q = Q' \quad \text{при } x = 0;$$

$$-\rho c_p k_z \frac{\partial T}{\partial z} - L'_* \rho k_z \frac{\partial Q}{\partial z} = R,$$

$$Q = Q_{\text{мл}}(T) \quad \text{при } z = 0 \quad (5.13)$$

кроме того, задается условие ограниченности искомых функций на бесконечности.

В уравнениях (5.11)–(5.13) T — температура воздуха, Q — абсолютная влажность воздуха, k_z — коэффициент турбулентного обмена; T' , Q' и k_z' относятся к наблюдениям над рекой, T^0 , Q^0 и k_z^0 — на кромке наветренного берега; аналогичные величины без индексов — на подветренном берегу; u — скорость ветра, $Q_m(T'_0)$ и $Q_{\text{мл}}(T_0)$ — 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 и c_p — плотность и теплоемкость воздуха, L'_* — удельная теплота испарения снега, R — радиационный баланс подстилающей поверхности подветренного берега. На наветренном берегу коэффициенты турбулентного обмена невелики. Над рекой создаются весьма большие сверх-

адиабатические 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 значениям коэффициента обмена над берегом на тех же высотах.

Аналогично формулируется задача прогноза адвективного тумана при наличии резкой неоднородности в горизонтальном распределении температуры и влажности на подстилающей поверхно-

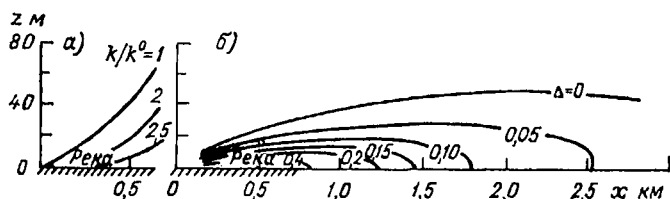


Рис. 5.18. Вертикальное распределение отношения коэффициентов обмена над рекой и в набегающем потоке (k'/k^0) (а), а также водности над рекой и за рекой (б) в речном тумане.

сти. Решение задачи выполнялось численно. Из выполненных расчетов следует, 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. 5.18 представлены результаты расчета коэффициента обмена над рекой и водности тумана для реки шириной 700 м, температуры водной поверхности 0°C , равновесно стратифицированного набегающего на реку потока воздуха, температура и относительная влажность которого соответственно равны -20°C и 90 %, скорости ветра на высоте 1 м $u_1 = 0.5$ м/с. Коэффициенты обмена k^0 на наветренном берегу определяются по (2.8) при $h = 30$ м, $k_1 = 0.2$ м²/с. На рис. 5.18 а проведены изолинии величины отношения коэффициента обмена над рекой k' к коэффициенту k^0 на той же высоте. Видно, что коэффициент обмена над рекой в некотором пограничном слое существенно увеличивается. На рис. 5.18 б проведены изолинии водности тумана Δ г/м³ над рекой и за рекой в зависимости от x и z .

Полученные результаты основаны на решении задачи для стационарных условий. Однако рассматриваемые масштабы местности сравнительно малы и время перемещения воздушной массы $t = x/u$ невелико, что позволяет ограничиться параметрическим учетом характеристик набегающего потока воздуха.

5.8. Влияние города

При прохождении воздушной массы над городом происходит трансформация вертикальных профилей температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра. Эти изменения тем существеннее учитывать при прогнозе загрязнения воздуха, чем больше размеры города (которые могут нередко достигать нескольких десятков километров), а также мощности характерных для города действующих факторов. Нужно иметь в виду, что во многих городах загрязнение воздуха достигает такой степени, что оно само является одним из основных факторов, определяющих метеорологический режим. Так, за счет загрязнения воздуха сни-

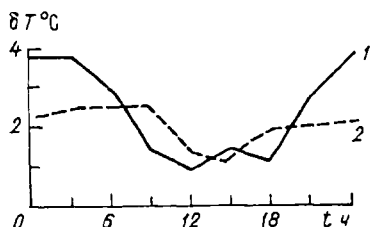


Рис. 5.19. Суточный ход разности температур воздуха город—окрестность в Москве в зимнее (1) и летнее (2) время.

жается поток солнечной радиации, изменяющий радиационный приток, а следовательно, изменяется и температурный режим. Городской застройке свойственны свои радиационные и динамические характеристики, отличные от соответствующих характеристик окружающей ее местности (Берлянд и Кондратьев, 1972). Важную роль играет и прямое выделение тепла в городе, так называемое тепловое загрязнение воздуха. Влияние всех этих факторов отчетливо проявляется при анализе эмпирических материалов. Их учет в теоретических разработках позволяет количественно уточнить прогноз погоды для городских условий.

5.8.1. «Остров тепла», его связь с приподнятыми инверсиями и туманами. Одной из наиболее характерных особенностей микроклимата городской территории является наличие «острова тепла», т. е. более высоких температур на ней, чем за ее пределами.

В табл. 5.15 приводятся полученные Расторгуевой (1979) средние и максимальные значения перепада температуры ΔT воздуха город—окрестность для ряда городов СССР. Значения ΔT в дневное время меньше и большей частью положительные, в конце ночи они в среднем равны 2°C , но в отдельных случаях достигают 8°C и более.

На рис. 5.19 представлен суточный ход средних значений ΔT для Москвы зимой и летом по материалам наблюдений за 1968—1973 гг. (Расторгуева, 1979). Указанные разности ΔT связаны с особенностями радиационного режима в городе, которые в свою очередь обусловлены загрязнением воздуха, а также различием альбедо городской застройки и окружающей местности. В значительной степени они вызваны также выделением энергии и тепло-

Средние сезонные и максимальные значения разности температуры воздуха «город—окрестность» δT по данным стационарных постов (°C)

Город	Зима		Весна		Лето		Осень		Год
	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	ср.	макс.	
Баку	0,5	9	1,0	11	0,9	8	0,6	10	0,7
Владимир	0,3	8	1,0	8	1,5	7	0,9	8	1,2
Горький	1,2	7	0,9	8	1,2	8	1,2	8	1,1
Днепропетровск	1,2	7	1,7	9	1,9	10	1,1	9	1,4
Душанбе	1,4	9	1,0	9	1,7	11	1,7	11	1,4
Запорожье	0,9	5	1,9	9	2,9	8	1,6	6	1,8
Иркутск	1,6	10	1,5	10	1,9	11	1,9	10	1,7
Курск	1,2	6	1,4	9	1,4	6	1,5	8	1,4
Липецк	1,4	8	2,2	9	2,1	10	1,2	7	1,7
Москва	1,2	14	1,2	13	1,5	9	0,7	8	1,1
Новокузнецк	2,9	9	3,2	8	2,8	10	2,4	10	2,8
Петропавловск-Камчатский	0,5	5	1,3	7	1,7	8	0,8	7	1,1
Свердловск	1,3	11	1,5	12	0,9	11	0,9	11	1,1
Таллин	0,7	6	0,8	8	0,9	7	0,8	8	0,8
Хабаровск	0,9	6	1,1	6	1,1	4	0,9	5	1,0
Чита	2,1	10	2,0	11	1,3	5	1,8	7	1,8

емкостью зданий, сильнее нагреваемых днем и медленнее остывающих ночью. По некоторым оценкам зимой в умеренных широтах получено, что среднесуточное выделение энергии в результате хозяйственной деятельности в городах сравнимо с притоком тепла за счет солнечной радиации.

Оке (1982) составил сводку (табл. 5.16) значений выделяемого тепла за счет хозяйственной деятельности Q и за счет радиационного баланса подстилающей поверхности R для ряда крупных городов.

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.

В последние годы получили развитие работы по построению теории микроклимата и образования острова тепла (Atwater, 1977; Vucovich et al., 1976, 1978; Sawai, 1978; Марчук и др., 1979; Марчук, 1982; Берлянд, 1979; Берлянд и Зашихин, 1982, и др.). В результате установлено, что 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

Таблица 5.16

Характеристики тепла, выделяемого в результате хозяйственной деятельности в городах

Город	Ф°	Год	Период	Население, 10 ⁶ чел.	Плотность на- селения 10 ³ чел./км ²	Энергия на душу насе- ления 10 ¹² МДж	Q Вт/м ²	R Вт/м ²
Шеффилд	53	1952	Год	0,5	10,4	58	19	56
Западный Берлин	52	1967	Год	2,3	9,8	67	21	57
Ванкувер	49	1970	Год Лето Зима	0,6	5,4	112	19 15 23	57 107 6
Будапешт	47	1970	Год Лето Зима	1,3	11,5	128	43 32 51	46 100 —8
Монреаль	45	1961	Год Лето Зима	1,1	14,1	221	99 57 153	52 92 13
Нью-Йорк	40	1967	Год Лето Зима	1,7	28,8	128	117 40 198	93
Лос-Анджелес	34	1965— 1970	Год	7,0	2,0	331	21	108
Гонконг	22	1971	Год	3,9	3,7	34	4	110
Сингапур	1	1972	Год	2,1	3,7	25	3	110

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 исследования Митчела (Mitchell, 1961), следует, что в США за период с 1895 по 1954 г. с увеличением численности населения в городах интенсивность острова тепла также увеличивается.

Оке (1982) предложил формулу для определения интенсивности острова тепла δT_0 (°C) вскоре после захода Солнца в зависимости от числа жителей в городе N_r (от 10^3 до 10^7 чел.) и средней скорости ветра $\bar{u}$ (м/с) за городом на высоте 10 м:

$$\delta T_0 = \frac{1}{4} \sqrt{N_r^{1/2} / \bar{u}}. \quad (5.14)$$

Расторгуевой (1979) по данным, указанным в табл. 5.15 для городов СССР, а также по материалам Оке (Оке, 1969) и Герс-

тенга и др. (Garstang et al., 1975) для ряда городов Европы и Северной Америки получено, что максимальные значения разности температур δT_m для городов с населением от 300 до 1300 тыс. человек можно выразить уравнением регрессии

$$\delta T_m = 3,46 \lg N_r - 10,9. \quad (5.15)$$

Аналогичные зависимости получены по 14 городам Японии с населением не менее 200 тыс. человек за период с 1900 по 1940 г. Однако эти соотношения не всегда подтверждаются. Иногда остров тепла в малых городах при ясной погоде ночью проявляется даже более отчетливо. По Чандлеру (Chandler, 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°C.

Существенно изменяется в городе и вертикальное распределение температуры приземного слоя воздуха. Расторгуева (1969) отмечает, что над преобладающим в городе асфальтовым покрытием разность температур δT на высотах от 0,5 до 1,5 м большей частью положительна как летом, так и зимой. Максимум ее относится к послеполуденным часам, в это время δT может достигать 1,0°C и более. В утренние и вечерние часы она в основном равна 0,1—0,2°C. 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 в периоды, когда за городом наблюдается инверсия при наличии острова тепла температурная стратификация среди застройки до высоты нескольких десятков метров близка к равновесной или слегка неустойчивой. Следовательно, над городом более вероятно образование приподнятых слоев инверсии. Остров тепла, как отмечено Секигути в книге «Климаты городов» (Urban climates, 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 ряда других городов Японии — 30—40 м. По данным наблюдений в Запорожье (Берлянд и др., 1974) высота острова тепла оценивается примерно в 150 м. Согласно Вуковичу и др. (Vucovich et al., 1976) высота острова тепла в Сент-Луисе над центром города достигает 300 м, а над пригородом — 200 м. Колаццино (Colacino, 1978) по отдельным измерениям определил, что над Римом высота острова тепла составляет 200 м.

Существует корреляция между интенсивностью острова тепла δT_0 и градиентом температуры в нижнем слое воздуха dT/dz . Людвиг (Urban climates, 1970) установил, например, что

$$\delta T_0 = 1,8 - 7,4 dT/dz,$$

где δT_0 в °C, а dT/dz в °C/гПа.

Для прогностических целей указанные зависимости могут устанавливаться на основе статистической обработки материалов наблюдений в рассматриваемом городе.

5.8.2. Теоретические исследования. На рис. 5.20 представлен суточный ход разности температур воздуха город—окрестность δT_0 , полученный в результате теоретических исследований Берляндом и Зашихиным (1982). Данные расчета относятся к высоте $z=2$ м и расстоянию $x=20$ км от наветренной границы города, расположенного на широте 60° . В расчетах принималось во внимание, что в городе ослабляется солнечная радиация за счет наличия аэрозольного слоя, уменьшения альбедо и испарения. Учи-

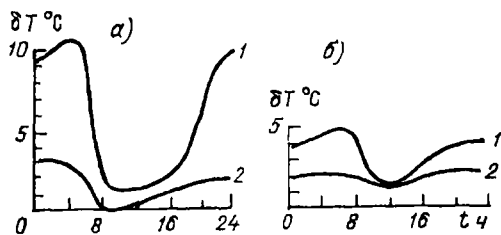


Рис. 5.20. Суточный ход разности температур воздуха город—окрестность в июне (а) и январе (б) при $u_g=10$ м/с (1) и $u_g=20$ м/с (2).

тывалось также прямое выделение антропогенного тепла в городе, которое полагалось в январе примерно в 2 раза большим, чем в июле, вследствие увеличения количества сжигаемого топлива.

Из полученных результатов следует, что температура воздуха в городе выше, чем за городом. При этом в июне при $u_g=20$ м/с разность температур δT_0 сравнительно мала в дневное время (в 9—10 ч она близка к 0°C), а ночью увеличивается и достигает $1,7^\circ\text{C}$ в 1 ч. С ослаблением ветра (при $u_g=10$ м/с) значения δT_0 возрастают и достигают наибольших значений— 11°C в ночное время и 1°C в дневное. В январе при $u_g=10$ м/с значения δT_0 достигают в конце ночи 5°C , а днем $1,2^\circ\text{C}$; при $u_g=20$ м/с значения δT_0 уменьшаются соответственно до 2,0 и $1,0^\circ\text{C}$. Суточные амплитуды δT_0 в январе меньше, чем в июле, в результате того, что и амплитуда температур воздуха при низких высотах Солнца в январе значительно меньше, чем в июне. Если сохранить параметры задачи, принятые для расчетов кривых на рис. 5.20, то с увеличением высоты Солнца, в частности, до значения, характерного для марта, значение δT должно существенно увеличиваться.

Из расчетов для больших z следует, что максимум δT_0 , характерный для ночного времени, в соответствии с экспериментальными данными уменьшается с высотой. Так, в июне при $u_g=20$ м/с значение δT_0 в 1 ч уменьшается от $1,7^\circ\text{C}$ при $z=2$ м до $1,1^\circ\text{C}$ при $z=10$ м и до $0,3^\circ\text{C}$ при $z=100$ м. Днем почти во всех рассмотренных случаях до $z=100$ м значение δT_0 несколько увеличивается с высотой—в пределах нескольких десятых $^\circ\text{C}$, а затем уменьшается. Отсюда следует вывод, что остров тепла ночью простирается примерно до высоты 100 м, а днем, хотя его интенсивность и мала, — до нескольких сотен метров.

5.8.3. Связь загрязнения воздуха с приподнятыми инверсиями и туманами. Изменения метеорологического режима и загрязнения воздуха в городе взаимосвязаны между собой. Иногда они усиливают друг друга. Характерным примером является процесс образования туманов. При определенных условиях в городе туманы могут возникать чаще, чем вне его. Ряд авторов (Ландсберг, 1974, 1983, и др.) указывают, что повторяемость туманов в городе на 10—20 % больше, чем на открытой местности. Это можно объяснить не только повышенным количеством ядер конденсации, которых практически всегда достаточно для образования туманов при условии насыщения влагой воздуха и вне городов, но и тем, что в городе в примесях содержится значительное количество гигроскопических частиц. Конденсация влаги на таких частицах начинается при относительной влажности меньше 100 %, в связи с чем возрастает повторяемость туманов. По другим данным при большей повторяемости туманов на территории города интенсивность их в среднем больше, чем вне ее.

Согласно Оке (1982), повторяемость плотных туманов (с видимостью менее 200 м) в городе часто меньше, чем за городом.

Чандлер в книге «Климаты городов» (Urban climates, 1970) отмечает, что в Лондоне снижение видимости до 1000 м происходит чаще, чем за городом, а до 40 м, наоборот, реже. Это можно объяснить тем, что несмотря на указанные выше благоприятные для возникновения туманов факторы в городе, здесь действуют и факторы противоположного характера. Так, в центральной части города ночное выхолаживание ниже, чем на открытой местности. На начальной стадии образования тумана этот фактор оказывает небольшое влияние, а на более развитой стадии тумана его влияние усиливается.

Царев (1977) исследовал режим туманов за период с 1946 по 1974 г. в Ленинграде и Москве, а также в их окрестностях. Оказалось, что среднегодовое количество дней с туманами за этот период уменьшилось с 32,3 до 5,8. Такой результат указывает на возможное влияние существенного уменьшения запыленности воздуха вследствие широкой газификации котельных в период с 1950 по 1960 г., а также внедрения на многих предприятиях пылеулавливающей аппаратуры. Кроме того, получено, что число дней с туманами, отмеченное в Ленинграде и Москве, значительно меньше, чем на соседних загородных станциях. Это объясняется влиянием в городе острова тепла, способствующего рассеиванию тумана. Аналогичные выводы получил Матвеев (1979). Существенное уменьшение числа дней с туманами в Софии Годев и Кандъов (1972) также связывают с более широким использованием в городах газового топлива.

Указанные результаты получили некоторое теоретическое обоснование в работе Берлянда и Зашихина (1982) по данным расчетов изменения температуры и относительной влажности воздуха в течение суток. Вычисления проводились для тех же случаев, что и для рис. 5.20. При этом изменялись только значения

относительной влажности воздуха F_0 в набегающем на город потоке воздуха. Оказалось, что при умеренном ветре ($u_g = 20$ м/с) в июле за городом туман отмечается в ночное время с 1 до 5 ч, а на расстоянии $x = 5$ км от наветренной границы города туман наступает позже (в 3 ч) и продолжается всего 2 ч. На расстоянии $x = 20$ км туман вообще не возникает. Еще более отчетливо эффект влияния острова тепла проявляется при $u_g = 10$ м/с, когда интенсивность острова тепла значительно возрастает. В этом случае при наличии тумана за городом с 21 ч до 7 ч в городе уже при $x = 5$ км он не наблюдается. Таким образом, вследствие наличия острова тепла вероятность образования тумана в городе меньше, чем в его окрестностях.

Из материалов наблюдений за последнее десятилетие следует, что заметно усилилось различие в режиме туманов в указанных городах и их окрестностях. Это уже нельзя связать только с эффектом действия острова тепла. По-видимому, такое усиление связано и со снижением запыленности воздуха в этих городах главным образом вследствие более широкого использования природного газа для отопления домов.

5.8.4. Распределение скорости ветра в городе. 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. 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 1—3 м/с.

Манн в книге «Климаты города» (Urban climates, 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 (Chandler, 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 $\delta T_{\text{окр}}$. Оке и Ханнел (Urban climates, 1970) установили и критическое значение скорости ветра $u_{\text{кр}}$, выше которого вообще не наблюдается острова 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 с 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.

Кратцер (1958) указывает, что при условиях умеренного геострофического 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.

Иногда возможно и некоторое усиление приземного ветра, когда воздушный поток над городом направлен вдоль улицы с высокими зданиями, или когда за городом отмечается очень слабый ветер, а в городе за счет наличия острова тепла возникает конвективная циркуляция.

По данным моделирования в аэродинамической трубе получено, что при разноэтажных строениях ветер изменяется более резко, чем равноэтажных. Из данных измерений в аэродинамической трубе и натурных наблюдений следует, что над домами профиль скорости ветра сравнительно быстро приближается 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 (Оке, 1969), значение шероховатости z_0 составляет 1,2 м для Ливерпуля и 1,6 м для Токио. Некоторые характеристики вертикального профиля скорости ветра в городе в зависимости от шероховатости и устойчивости атмосферы в городе и за городом приведены в книге Орленко (1979).

По Lettau (Urban climates, 1970), шероховатость в городе изменяется от 5 см при средней высоте зданий 4 м до 70 см при их высоте 20 м и до 10 м при высоте зданий 100 м. Несмотря на известную нестрогость приведенных данных можно заключить, что для города значение z_0 изменяется в пределах от одного до нескольких метров, тогда как для открытой местности значение z_0 часто составляет 1 см.

Секигути (Urban climates, 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 (Urban climates, 1970) указывает, что при наличии инверсии температуры в городе могут возникать мезоструи, т. е. усиление ветра до величин, превышающих его геострофическое значение. И здесь положение мезоструи близко к границе инверсии температуры (см. п. 5.3).

Регулирование выбросов в атмосферу

Кратковременное увеличение концентрации вредных примесей в приземном слое воздуха может быть обусловлено двумя основными причинами. Одна из них связана с резким возрастанием выбросов в атмосферу при аварийных ситуациях на производствах, отключении или неисправности очистных устройств, усиленных залповых выбросов и т. п. Однако в городах с большим числом источников, такие случаи не происходят одновременно на многих предприятиях, а могут возникнуть только на отдельных из них.

Другой причиной являются неблагоприятные метеорологические условия. Они могут вызвать одновременное повышение концентрации примеси на значительной территории города или промышленного района. Отсюда следует, как важно своевременно предупреждать о наступлении периодов опасного загрязнения атмосферы.

Эффективность прогнозов, понятно, определяется не только оправдываемостью их, но и результатами принятых в соответствии с ними мер. Поэтому большую важность приобретает регулирование выбросов по данным об ожидаемой степени загрязнения воздуха. В Советском Союзе необходимость принятия таких мер предусмотрена рядом государственных нормативных документов.

В ГОСТе Правила установления допустимых выбросов (1978) и Временной методике нормирования (1981) предусмотрено, что при неблагоприятных метеорологических условиях в кратковременные периоды опасного для населения загрязнения воздуха предприятия должны обеспечить снижение выбросов вредных веществ, вплоть до частичной или полной остановки производства. В Указаниях по расчету рассеивания в атмосфере (1975) отмечается, что интенсивность выбросов в атмосферу должна снижаться по требованию санитарно-эпидемиологической службы при неблагоприятных метеорологических условиях, например, когда над источником располагается слой приподнятой инверсии температуры толщиной в несколько сотен метров с перепадом температуры 3—4 °C на 100 м, ветер направлен на жилую застройку и, кроме того, когда в приземном слое атмосферы наблюдается значительное превышение ПДК и возрастающее загрязнение воздуха.

Предусматривается также, что для крупных предприятий с большим выбросом в атмосферу должны разрабатываться планы мероприятий по снижению выбросов в атмосферу и контролю за ними.

6.1. Нормирование выбросов

В целях обеспечения необходимой чистоты воздушного бассейна должно осуществляться нормирование вредных промышленных выбросов в атмосферу. В СССР этим вопросам придается большое значение (Израэль и др., 1982; Берлянд, 1983; Артемова и др., 1980; Berlyand, Burenin, 1984, и др.). Согласно указанным выше нормативным документам устанавливаются предельно допустимые (ПДВ) и временно согласованные выбросы (ВСВ). При этом, как отмечалось в гл. 2, выделяются нормальные (сравнительно часто наблюдаемые) и аномальные метеорологические условия.

По определению ПДВ представляет собой количество выбросов от отдельных источников, при которых в районе их расположения с учетом действия окружающих источников концентрация примеси не превышает ПДК. В случаях когда установление ПДВ по объективным причинам нельзя обеспечить в настоящее время, то по указанному ГОСТу (1978) предусматривается поэтапное снижение выбросов и определение временно согласованных выбросов (ВСВ) в соответствии с современными техническими возможностями. Одновременно устанавливаются и ПДВ, которые должны быть достигнуты на конечном этапе.

Таким образом, мощность выброса $M = \text{ПДВ}$ или $M = \text{ВСВ}$, когда максимальная концентрация от источника c_m удовлетворяет условию

$$c_m + c_{\phi} \leq \Omega \text{ ПДК}, \quad (6.1)$$

где $\Omega = 1$ для ПДВ и $\Omega > 1$ для ВСВ, c_{ϕ} — фоновая концентрация, обусловленная выбросами окружающих источников. В гл. 3 были представлены формулы для определения c_m . Если, например, использовать формулу (3.4), то из условия (6.1) следует, что для одного источника или группы N близко расположенных источников с одинаковыми параметрами нагретых выбросов

$$\text{ПДВ} = \frac{(\text{ПДК} - c_{\phi}) H^2}{AFmn} \sqrt[3]{\frac{V \Delta T}{N}}. \quad (6.2)$$

В случае выбросов в атмосферу примесей, образующихся при сжигании топлива, с учетом его сернистости и связи расхода топлива с объемом образующихся дымовых газов V (последний определяется главным образом, количеством кислорода, необходимого для сжигания топлива) наряду с ПДВ можно определить из (6.2) выражение для предельно допустимого расхода топлива — ПДТ (кг/ч):

$$\text{ПДТ} = 3,6 H^3 \sqrt[3]{\left(\frac{\text{ПДК} - c_{\phi}}{M_T AFmn} \right)^3 V_T \Delta T}, \quad (6.3)$$

где M_T и V_T — соответственно выброс примеси (г на 1 кг) и объем газов ($\text{м}^3/\text{кг}$), выделяющихся при сжигании 1 кг топлива.

Для установления ПДВ и ВСВ в городах и промышленных центрах СССР в качестве нормативных документов Госкомгидрометом утверждены «Временная методика нормирования промышленных выбросов в атмосферу» (1981) и совместно с Минздравом СССР—«Временные методические указания по определению фоновой концентрации вредных веществ» (1981).

Величины c_m и c_f в (6.1) принимаются для неблагоприятных метеорологических условий. Эти условия для c_m и c_f в отдельности могут не совпадать между собой. Принимается, что в среднем значение c_m не должно превышать более чем в 1—2 % случаев. При наличии большого числа источников, как показывает анализ данных расчетов (Берлянд и др., 1984), для значения c_f в (6.1) соответственно должен приниматься 5 %-ный квантиль функции распределения концентрации. Значение c_f определяется посредством обработки данных наблюдений, а при их отсутствии вычисляется по данным инвентаризации выбросов.

Работа по установлению ПДВ проводится в две стадии специально выделяемыми для этой цели головными городской и ведомственной организациями. На первой стадии ведомственные организации разрабатывают предложения по установлению ПДВ и ВСВ для предприятий с учетом фоновой загрязненности воздуха и возможных технических средств снижения выбросов; на второй — эти предложения обобщаются в головной городской организации с целью определения ПДВ и ВСВ для всех источников города. Для этого по данным ведомственных предложений по ПДВ и ВСВ вычисляется ожидаемое поле концентрации c от всей совокупности существующих и проектируемых источников города при неблагоприятных условиях погоды. По вычисленным значениям c на карте-схеме города проводятся изолинии. При наличии участков, где $c < \text{ПДК}$, для источников, у которых зона влияния (границы ее определяются расстоянием от источника до точек, где $c = 0,05 \text{ ПДК}$) полностью располагается на этих участках, могут быть утверждены значения ПДВ. Вне данных участков выявляются зоны, для которых $\Omega_i < c/\text{ПДК} < \Omega_{i+1}$ (где Ω_i — кратность превышения ПДК на границе i -й зоны; Ω_i составляет определенный ряд чисел, например $\Omega_1 = 2$, $\Omega_2 = 3$, и в общем случае $\Omega_m > \dots > \Omega_i > \dots > \Omega_2 > \Omega_1 > 1$). Для таких зон исследуется возможность поэтапного снижения концентрации примеси c , например на первом этапе Ω_1 сводится к единице, Ω_2 к Ω_1 , $\dots$, Ω_m к Ω_i . При этом не исключаются дополнительные решения о перепрофилировании или выносе предприятий. Промышленным объектам, зона влияния которых попадает на данный участок, рекомендуется уменьшить загрязнение воздуха на этом участке в Ω_1 , Ω_3/Ω_2 , $\dots$, Ω_m/Ω_i раз.

Требуемое уменьшение можно достигнуть изменением параметров выброса, в частности увеличением высоты источника, но так, чтобы количество вредных веществ, поступающих в атмосферу, не возросло. Улучшению условий проживания населения

способствует созданию санитарно-защитной зоны на участках с большим значением Ω_i .

В целях дифференцированного учета источников рекомендуется к значениям $\Omega_1, \Omega_3/\Omega_2, \dots, \Omega_m/\Omega_i$ на основании экспертных оценок устанавливать множители в зависимости от вклада данного источника в суммарное загрязнение атмосферы, значимости предприятия для города, наносимого ущерба и т. п. По данным расчета выявляются основные источники выбросов, характеризующиеся наибольшим вкладом в загрязнение воздушного бассейна; анализируются дополнительные возможности их снижения. Главная городская организация вносит предложения по закрытию или выносу из города предприятий, для которых ВСВ значительно превышают ПДВ, а также предприятий, которые не удовлетворяют современному техническому уровню мероприятий по охране природы, наносят значительный ущерб окружающей среде и не имеют большого значения для городского хозяйства.

Проводимые сейчас работы по нормированию выбросов в городах позволяют таким образом установить значения ПДВ и ВСВ для всех источников загрязнения воздуха. Эти значения должны существенно учитываться при регулировании выбросов в случаях неблагоприятной метеорологической обстановки.

6.2. Требуемое снижение выбросов

При прогнозе периода опасного загрязнения воздуха особенно важно обеспечить соблюдение установленных для источников ПДВ. В тех случаях, когда установлен ВСВ, необходимо стремиться на данный период снизить выбросы до уровня ПДВ. При этом необходимо иметь в виду, что значение ПДВ установлено, как уже отмечалось, на основе расчета максимальных концентраций при опасных, но сравнительно часто наблюдаемых (нормальных) метеорологических условиях. При наступлении аномальных опасных условий выбросы должны быть сокращены до значения

$$M_0 = \frac{1}{\rho} \text{ ПДВ}, \quad (6.4)$$

где величина $\rho > 1$ и зависит от характеристик ожидаемых условий и типа источников, например от мощности и расположения слоя инверсии температуры над дымовой трубой.

Из п. 3.6 и 3.7 следует, что для высоких нагретых источников ρ равна 1,5—2, а иногда и более, т. е. выбросы должны быть в 1,5—2 раза меньше ПДВ. Для низких и холодных источников при аномально опасных метеорологических условиях выбросы от предприятий, которые вносят значительный вклад в загрязнение воздуха, требуется сократить иногда еще более значительно, не исключая при этом частичную или полную остановку производства. Прежде всего указанное снижение выбросов должно быть обеспечено на наиболее мощных источниках загрязнения воздуха и когда ожидается, что в неблагоприятные периоды их выбросы

будут направлены на район расположения больницы, санаториев, детских учреждений и т. п.

Сокращать выбросы ниже ПДВ при аномально опасных метеорологических условиях необходимо в соответствии с требованиями действующих нормативных документов. Поэтому при проектировании предприятий следует предусматривать возможность использования резервного топлива и сырья, а также специальные мероприятия по дополнительному сокращению выбросов при прогнозе опасных условий. Разработаны, кроме того, предложения по необходимому снижению загрязнения воздуха в городе в зависимости от ожидаемого интервала повышенных значений интегрального показателя P (см. п. 4.5).

6.3. Общие принципы сокращения вредных выбросов в атмосферу

Меры по уменьшению 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 разработку и практическое внедрение способов сокращения вредных выбросов в атмосферу осуществляют по различным направлениям. Одно из них связано с совершенствованием технологических процессов. Получают развитие работы по созданию и внедрению малоотходной, а в некоторых случаях и безотходной технологии. Широко и эффективно используются методы пыле- и газоочистки промышленных выбросов. Важным направлением работ является использование топлива и сырья с малым содержанием вредных примесей, которые поступают в атмосферу, а также предварительная подготовка (или, как говорят, обогащение) топлива и сырья в целях уменьшения в них этих примесей.

Для сокращения выбросов от автотранспорта совершенствуются двигатели автомашин, разрабатываются нейтрализаторы, в ряде случаев заменяется жидкое топливо на газовое, кроме того, улучшается система движения транспорта для сокращения заторов и торможения автомашин.

Указанные меры в основном предназначены для обеспечения чистоты атмосферы на длительный период. Однако они частично могут быть использованы и для дополнительного сокращения выбросов на короткое время при неблагоприятных условиях погоды. Анализ показывает, что за счет строгого соблюдения технологической дисциплины, оптимизации и регулирования режима работы оборудования, включая и очистные устройства, вредные выбросы от действующих установок могут быть нередко сокращены в не-

сколько раз. При этом можно добиваться уменьшения вредных выбросов без сокращения производимой продукции.

Большие возможности связаны с использованием малосернистого и малозольного, а также газового топлива. В табл. 6.1 приведены характеристики некоторых топлив согласно сводке данной в книге «Энергетика и охрана окружающей среды» (1979).

Таблица 6.1

Зольность и сернистость топлив

Топливо, месторождение	Марка	Удельная теплота сгорания, МДж/кг	Зольность, %	Сернистость, %
Уголь				
Донбасс	А	22,6	22,9	1,7
	ПА	25,3	20,9	2,4
	Т	24,2	23,8	2,8
	Ж, К, ОС	18,0	35,5	2,5
	Т	22,0	23,0	3,2
	Д	19,6	21,8	3,0
	Г	17,6	34,6	3,2
	Т	26,2	16,8	0,4
Кузбасс	Ж, К, ОС	21,0	30,7	0,7
Экибастуз	СС	15,9	40,9	0,8
Ирша-Бородино	Б2	15,7	6,0	0,2
Березовский	Б2	15,7	4,7	0,2
Итатский	Б1	12,8	6,8	0,4
Назарово	Б2	13,0	7,3	0,4
Караганда	К	21,3	27,6	0,8
Подмосковье	Б2	10,4	25,2	2,7
Челябинск	Б3	14,0	29,5	1,0
Богословск	Б3	10,4	30,4	0,4
Черемхово	Д	17,9	27,0	1,1
Ангрен	Б2	13,8	13,1	1,3
Воркута	Ж	23,7	22,1	0,3
Сланец эстонский	—	9,34	23,6	0,8
Торф	Фрезерный	8,13	40,0	1,6
Мазут	—	40,3	0,05	0,3
		39,8	0,1	1,4
		38,8	0,1	2,8

Перспективным является использование обогащенного топлива и сырья с малым содержанием токсических примесей. Уже длительное время привлекает внимание вопрос сокращения сернистости и зольности топлива. Ведутся работы по частичному удалению серного колчедана из высокосернистых углей, в которых преобладает колчеданная форма серы. Изучаются практические возможности использования малосернистого жидкого топлива, вырабатываемого на нефтеперерабатывающих заводах, и оцениваются требуемые для этого затраты. Пока еще экономическая эффективность проведения обогащения топлива в широком масштабе оценена не достаточно. Представляет интерес изучение

вопроса обессеривания топлива в сравнительно небольших масштабах в целях подготовки резервного топлива на случай неблагоприятных метеорологических условий.

6.4. Практические мероприятия по регулированию выбросов

В настоящее время во многих отраслях промышленности СССР изучаются вопросы регулирования выбросов при опасных метеорологических условиях. Уже разработаны первоначальные мероприятия, которые могут быть осуществлены при прогнозировании таких условий (Горошко, Сонькин, 1981, Горошко и др., 1981). К ним относятся: сокращение до минимума неорганизованных выбросов, недопущение залповых выбросов, использование резервов более качественного топлива, усиление контроля за соблюдением режима производства и работой очистных устройств и др.

В ГГО проведено обобщение этих мероприятий и оценено приближенно, на сколько процентов может снизиться выброс при их реализации. К наиболее эффективным мерам, при которых возможно сокращение выбросов на 50—100 %, а иногда и более, относятся переход на сжигание малосернистого и малозольного топлива; использование высококачественного сырья; недопущение продувки и чистки оборудования, газоходов и емкостей и др.

Снижение загрязнения воздуха в среднем до 50 % может быть достигнуто за счет смещения во времени технологических процессов, связанных с интенсивным выделением вредных веществ в атмосферу.

В пределах 10—20 % снижается загрязнение воздуха при за-прещении открытого сжигания отходов производства, обеспечении бесперебойной работы всех газо- и пылеулавливающих систем и сооружений и их отдельных элементов и др.

Для предприятий отдельных отраслей промышленности разрабатывается комплекс специфических мероприятий. На предприятиях черной металлургии это:

- уменьшение уровня загрузки шихты, укрупнение помола и удлинение периода коксования в коксохимическом производстве;
- поддержание оптимальной скорости просасывания воздуха через слой шихты;
- применение безфенольной воды для тушения кокса;
- перевод доменной печи на тихий ход;
- остановка части или всей аглофабрики при наличии запаса агломерата;
- повышение концентрации кислорода в воздухе, просасываемом через слой агломерата;
- в наиболее опасных случаях — прекращение продувки сталеплавильных агрегатов кислородом;
- обеспечение полного сжигания избытков доменного газа без сброса на свечи;

— обеспечение ведения безосадочного режима работы доменных печей во избежание выброса доменного газа через колошниковые свечи;

— предотвращение остановок доменных печей, связанных с необходимостью полной выдувки печи через колошники.

На тепловых электростанциях, теплоцентралях (ТЭЦ) и крупных котельных одним из наиболее эффективных мероприятий является перевод котлоагрегатов на сжигание природного газа или резервного малосернистого и малозольного топлива. На ряде ТЭЦ, в частности, в Ленинграде, это уже осуществляется при неблагоприятной погоде. Кроме того, предусматривается:

— снижение нагрузки вплоть до полного отключения в особо опасные периоды котлов, работающих на высокосернистом и высокозольном топливе;

— предотвращение пыления с поверхности золоотвалов путем их смачивания;

— уменьшение подачи угля на склад при его разгрузке из вагонов;

— снижение нагрузок на котлоагрегатах с целью создания устойчивого разрежения в топочном пространстве;

— отключение вакуумных насосов пневмоудаления;

— отключение аспирационных установок на тракте топливоподачи.

На предприятиях цветной металлургии:

— строгое соблюдение технологического режима выдачи конверторных газов по графику, обеспечивающему максимальное использование газов для производства серной кислоты;

— разработка и строгое выполнение графика конвертирования с учетом возможности полного забора газа сернокислотными цехами;

— запрещение работ основного технологического оборудования на форсированном режиме с целью избежания интенсивного газо-выделения;

— строгое соблюдение режима сушки концентрата, что обеспечивает сохранение сырья и значительное сокращение выбросов вредных веществ в атмосферу;

— предотвращение сбрасывания конверторного газа в атмосферу, обеспечение непрерывной работы холодильников и насосов орошения сернокислотных цехов.

На предприятиях стройматериалов:

— перевод вращающихся печей, цементных и сырьевых мельниц и другого технологического оборудования на тихий ход;

— уменьшение количества воздуха, просасываемого через сушильные барабаны и цементные мельницы;

— снижение разрежения после сырьевых мельниц за счет прикрытия основного дымососа;

— прекращение подачи цемента в бетоносмесительные узлы;

— использование резервных контейнеров для аварийного выброса пыли;

На предприятиях нефтехимической и химической промышленности:

- ограничение или полное прекращение работ, связанных с регенерацией катализаторов и осушителей;
- перераспределение нагрузки на работающие печи;
- обеспечение полного сжигания отработанных газов в технологических печах;
- остановка или сокращение работы вспомогательных и опытных производств;
- исключение из технологической схемы колонны отпарки сточных вод с переводом их в емкости;
- запрещение вскрытия и продувки технологических аппаратов и емкостей с целью предотвращения залповых выбросов;
- запрещение пуска и остановки систем хлорирования для исключения залпового выброса хлора;
- повышение КПД газопылеулавливающих установок путем увеличения плотности орошения скрубберов, изменение схем подачи рассола на холодильники, плавный сброс давления в аппаратах и т. д.

На машиностроительных предприятиях:

- сокращение или прекращение работы на ваннах травления и гальванических участках;
- в литейных цехах, по возможности, временная приостановка технологических процессов, связанных с большим выделением вредных веществ в атмосферу;
- запрещение залповых выбросов вредных веществ в атмосферу.

В ФРГ, согласно Ливиту (Leavit, 1971), с 1962 г. действует метеорологическая служба предупреждения об опасных условиях загрязнения атмосферы. Она установила две стадии опасности в зависимости от ожидаемой концентрации сернистого газа. К первой относятся случаи, когда концентрации достигают $2,5 \text{ мг/м}^3$, к второй — 5 мг/м^3 . В этих случаях требуется снижение выброса от предприятий и автотранспорта. Предложения по оперативному регулированию выбросов в зависимости от метеорологических условий для предприятий Северо-Чешского бурогоугольного бассейна рассматривались Мунзаром (Munzar, 1972).

В соответствии с работой Бубника и Гесека (1984) в Чехословакии прогнозы неблагоприятных метеорологических условий, при которых среднесуточная концентрация SO_2 может превышать $0,2 \text{ мг/м}^3$, передаются на предприятия с рекомендациями о принятии необходимых мер по контролю за выбросами. Детри (1978) указывает, что во Франции при объявлении тревоги о наступлении неблагоприятных условий погоды теплоцентрали и крупные промышленные предприятия, такие как нефтеперерабатывающие заводы, должны заменять топливо. Это позволяет снизить пиковые концентрации SO_2 .

6.5. Усиление контроля за выбросами и загрязнением атмосферы

В периоды неблагоприятных метеорологических условий нужно усилить контроль за загрязнением воздуха в целях подтверждения роста концентрации вредных примесей и достижения опасного уровня. Ряд мер особенно дорогостоящих, связанных с частичной приостановкой производства, следует принимать только после достаточной уверенности в наступлении опасного загрязнения воздуха. При прогнозе неблагоприятных условий погоды должны проводиться учащенные наблюдения за загрязнением воздуха, а также дополнительные метеорологические измерения, в том числе за вертикальным профилем температуры воздуха. Важно усилить и контроль за выбросами вредных веществ в атмосферу. Это необходимо потому, что опасность загрязнения воздуха в такие периоды значительно возрастает и требуется тщательная проверка принимаемых мер. Опыт показал, что сама по себе такая проверка способствует более эффективному осуществлению этих мер и тем самым снижает загрязнение воздуха.

Михелис (Michaelis, 1972) описывает опыт эксплуатации оптического прибора для регистрации количества золы, выбрасываемой из дымовых труб. Прибор одновременно осредняет значення выбросов за различные периоды времени. В случае когда превышает допустимый выброс золы, производится автоматическое прекращение выброса.

В настоящее время вокруг некоторых крупных источников загрязнения воздуха, например, таких, как мощные тепловые электростанции, создается автоматизированная система контроля за загрязнением воздуха.

В случае превышения концентрации примеси на станциях системы сведения об этом поступают автоматически на центральный пульт в целях принятия необходимых мер по снижению выбросов в атмосферу.

Согласно Ньюмену и Спиглеру (Newman, Spiegler, 1974), на основании прогноза о концентрации SO_2 с использованием автоматизированной системы наблюдений в Бостоне осуществляется регулирование сжигаемого топлива в городе. В случаях, когда наблюдаются высокие концентрации SO_2 , используется малосернистое топливо с содержанием серы 1 %, а когда наблюдаются малые концентрации SO_2 — высокосернистое топливо с содержанием серы 2,6 %. В других случаях сжигается топливо с содержанием серы около 1,5 %.

Приведенные примеры указывают на наличие значительных возможностей для уменьшения выбросов при опасных метеорологических условиях, а также на существенную эффективность прогнозирования загрязнения воздуха.

6.6. Уменьшение опасности загрязнения воздуха

В ряде случаев по получении прогноза погоды не имеется возможности принять достаточно эффективные меры по снижению выбросов. Тогда необходимо предусмотреть меры по уменьшению опасности загрязнения воздуха. Такая же задача возникает и в случаях резкого повышения выбросов при аварийных ситуациях.

Введение указанных в гл. 1 уровней дымовых тревог при наступлении смогов в США предусматривает и осуществление соответствующих мероприятий по защите населения в городах. При наступлении первых трех уровней устанавливаются различные запреты на организацию и посещение массовых мероприятий и зрелищ, временно закрывают школы, детские учреждения, а в отдельных случаях — предприятия и учреждения. При концентрациях оксидантов, больших 1 мг/м^3 , устанавливаются запреты на использование автомашин. В отношении четвертого очень опасного уровня полагается, что он вообще никогда не должен превышаться. В связи с этим при его наступлении даже не предусматривается мер по усилению безопасности населения. В действительности же, как указывают Уорк и Уоркер (1980), только за 2,5 года с января 1970 по июль 1972 г. в районе Лос-Анджелеса концентрации оксидантов более $1,2 \text{ мг/м}^3$ отмечались 18 раз. Важное значение приобретает и широкое оповещение о возможностях наступления особо опасных условий.

В периоды неблагоприятных условий рассеивания выбросов от низких источников особенно важны меры по контролю и упорядочению движения автомашин. Необходимо тщательно следить за тем, чтобы машины выходили с отрегулированными двигателями. Требуется также перестроить движение транспорта, чтобы уменьшить его потоки в местах, где обнаружено превышение опасных уровней загрязнения воздуха. Уже известны примеры такой перестройки в ФРГ (г. Дармштадт), в Японии и других странах при наступлении смогов.

Под регулированием выбросов, как правило, понимается их сокращение на определенный период времени. Однако иногда может возникать вопрос о возможности некоторого их увеличения, например при выборе периода для профилактического ремонта и т. п. Устанавливать такие периоды следует на основе данных о прогнозе погоды. Выше указывалось, что когда ожидаются малые концентрации SO_2 в Бостоне, то допускается сжигание высокосернистого топлива (Newman, Spiegler, 1974). Однако только с разрешения органов метеорологической службы в исключительных случаях могут быть рекомендованы наиболее благоприятные для этого условия рассеивания вредных веществ в атмосфере от рассматриваемого источника.

При неравномерном режиме выбросов также желательно использовать данные о прогнозе погоды и осуществлять наибольшие

выбросы (при форсированном режиме, залповые выбросы и т. п.), если они даже меньше ПДВ, при благоприятных для этого условиях.

Глава 7

Эффективность прогноза и дальнейшие задачи

7.1. Успешность и результаты прогнозов

В ряде работ при изложении различных методов прогноза загрязнения воздуха приводятся данные об оправдываемости прогнозов, а также принятые критерии оценки их успешности.

В работах ряда авторов (Bornstein, Andersen, 1979; Hogstrom, 1972; Harrison, Mc Carthey, 1980, и др.), посвященных проверке методов прогноза, по существу выполняется сравнение результатов расчета концентрации на основе определенных теоретических моделей с фактическими значениями. К оценке эффективности краткосрочных прогнозов оно относится только косвенно, если иметь в виду достигнутую успешность прогноза параметров, содержащихся в расчетных схемах.

В отдельных странах уже даются прогнозы загрязнения воздуха для оперативного обслуживания различных производств. В США ежедневно широко оповещаются прогнозы потенциала загрязнения. В Калифорнии, согласно Зелдину и др. (Zeldin et al., 1979), органами двух государственных агентств ежедневно составляются прогнозы концентраций оксидантов и сульфатов статистическими методами на сроки 6 ч (утром на день), сутки (в полдень на следующий полдень) и 30 ч (утром на полдень следующего дня).

В США для оперативного прогноза использовалась действующая автоматизированная телеметрическая система контроля загрязнения атмосферы (Newman, Speigler, 1974). В 1971—1973 гг. для района большого Бостона на ее основе осуществлялись систематические предупреждения о концентрации SO_2 на срок 30 ч. Прогнозы выполнялись по двум моделям: численной диффузионной и эмпирико-статистической. Одновременно давался и прогноз необходимых метеорологических величин. При этом общий срок прогноза 30 ч разбивался на шестичасовые интервалы времени, в течение которых условия погоды полагались неизменными. Успешность прогноза определялась по разности между предсказанными и фактическими значениями концентрации SO_2 в пределах от 0,005 до 0,2 млн⁻¹. На рис. 7.1 представлены оценки успешности прогноза в течение 1972—1973 гг. при разных значениях расхождения между данными прогноза и наблюдений. При разности 0,01 млн⁻¹

успешность прогноза в 1972 г. достигала 87 %, а после некоторого улучшения методики прогноза в 1973 — 91,4 %.

В п. 6.5 указывалось, что результаты этих прогнозов исследовались для регулирования качества сжигаемого топлива, характеризуемого сернистостью 1—2,6 %.

Кармен и Неппо (Carмен, Неппо, 1974) оценили успешность ряда методов прогнозов загрязнения воздуха на 24 ч с применением к району Лос-Анджелеса и одного из этих методов для Сан-Франциско. Получено, что средние коэффициенты корреляции между прогнозируемыми и фактическими значениями концентрации СО изменялись от 0,37 до 0,90. При этом была выполнена и оценка необходимого машинного времени для расчета на ЭВМ.

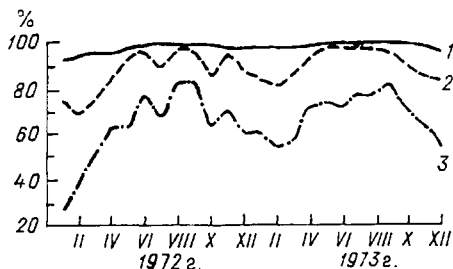


Рис. 7.1. Успешность прогноза.

- 1) $\leq 0,020$ — 98,8 %, 2) $\leq 0,10$ — 83,3 %, 3) $\leq 0,005$ — 58 %.

Оказалось, что оно в зависимости от метода изменялось в среднем от 15 до 106 мин, а соответствующая стоимость этого времени определялась от 50 до 350 дол. Сепеши (Szepesi, 1984) приводит результаты прогноза концентраций в г. Печ (Венгрия) на основе расчетов для наземного площадного и высотных источников, как указано в п. 3.3. Для 22 дней без осадков разность между вычисленными и измеренными значениями концентрации не превышала 0,2 мг/м³.

В Канаде имеются широкие планы развития службы прогнозов загрязнения воздуха (Kwizak, 1973).

Значительные работы по внедрению методов прогноза в оперативную практику выполняются в СССР. При бюро погоды во многих городах созданы специальные прогностические группы. В их задачу входит систематическая передача информации о возможном повышении концентрации вредных веществ в городах и промышленных районах. Для этой цели Государственным комитетом СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды разработаны и утверждены Методические указания (1979) и Руководство по контролю загрязнения атмосферы (1979). Их утверждению предшествовало длительное испытание предложенных методов прогноза в различных городах. В табл. 7.1 приводятся полученные результаты испытаний. Из табл. 7.1 следует, что оправдываемость прогноза опасного загрязнения составляет 80—90 %, что соответствует оправдываемости общих прогнозов погоды. При этом существенно отметить, что в тех городах, где организована

Результаты испытаний Методических указаний по прогнозированию загрязнения воздуха в городах

Город	Оправдываемость прогнозов по городу в целом, %				Для одиноч- ных источни- ков
	общая		в том числе группы вы- сокого загрязнения атмосферы		
	холодное полугодие	теплое полугодие	холодное полугодие	теплое полу- годие	
Ленинград	85	85	88	65	90
Горький	81	78	60	76	94
Куйбышев	84	77	78	78	72
Баку	—	—	—	—	83
Рустави	—	—	—	—	85
Якутск	78	—	70	—	—
Чита	88	93	75	75	—
Свердловск	85	75	90	—	—
Мурманск	85	88	70	81	—
Ростов-на-Дону	89	87	87	86	76
Кстово	—	—	—	—	90
Дзержинск	—	—	—	—	94
Ташкент	—	—	—	—	89
Минск	78	64	—	67	—
Рига	64	—	63	—	—
Владивосток	82	85	—	—	—
Апгарск	—	—	—	—	87
Таллин	86	90	100	100	—
Усть-Каменогорск	—	—	—	—	80
Караганда	—	—	—	—	80
Чимкент	—	—	—	—	80
Алма-Ата	80	82	—	—	85
Красноярск	82	81	—	—	—
Кедайняй	—	—	—	—	87
Вильнюс	75	90	—	—	—
Киев	93	89	96	75	—
Фрунзе	95	84	81	100	—
Хабаровск	87	82	67	—	—
Южно-Сахалинск	86	91	60	100	—
Ереван	75	66	—	—	—

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.

В работе Берлянда и др. (1972), Берлянда (1975) приводятся некоторые сведения об эффективном использовании результатов прогноза. Так, заметное снижение загрязнения воздуха отмечается

в Дзержинске после организации прогнозирования. Это видно, например, из рис. 7.2, на котором приведено отношение значений 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 значения максимальных концентраций снизились в несколько раз. Особенно заметно снижение максимумов концентраций в отдельные месяцы. Это связано с тем,

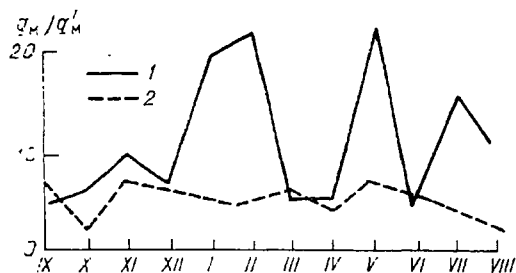


Рис. 7.2. Годовой ход отношений максимумов концентраций NO_2 за год до начала прогнозирования (1) и в год, когда давался прогноз (2).

что воздействие на выбросы производится в наиболее неблагоприятные периоды, когда создаются условия для возникновения высоких концентраций.

Следует отметить, что средние концентрации снижаются в меньшей степени. 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 концентрации SO_2 после начала прогнозирования снизились за год в 2 раза.

В работе Горошко и др. (1981) отмечаются положительные результаты использования прогнозов в ряде городов. Так, благодаря принятию мер по сокращению выбросов в соответствии с предупреждениями о неблагоприятных метеорологических условиях в Алма-Ате в среднем снизились концентрации SO_2 , CO и пыли на 25 %, NO_2 и сажи на 50 %; в Баку концентрации SO_2 , CO и NO_2 и углеводородов снизились в 1,5 раза; в Алмалыке повторяемость повышенных концентраций ряда примесей уменьшилась — на 12 %, в Чирчике — на 15 %. В Красноярске на 17 предприятиях были снижены выбросы SO_2 , CO , NO_2 и пыли примерно

на 35 %, в Норильске на горно-металлургическом комбинате — выбросы SO_2 на 20 %. В Куйбышеве в результате усиления органами ГАИ контроля за выходом автомашин в периоды неблагоприятных условий снизились концентрации CO в такие периоды примерно в 2 раза.

Королева (1981) приводит оценки эффективности прогнозов загрязнения воздуха в Ташкентской области. На основании замеров концентрации примеси в районах 12 предприятий контрольными пунктами установлены положительные результаты для 9 из них. Оценен также экономический эффект от прогноза за счет предотвращения ущерба путем сравнения выбросов в дни при неблагоприятных условиях и в остальные дни. По методике, изложенной в книге Балацкого (1976), для Ташкента получено, что предотвращенный ущерб по сернистому газу, двуокиси азота и пыли составили соответственно 140, 120 и 190 тыс. руб.

Неронова и Пономаренко (1981) приводят результаты испытания в Гидрометцентре СССР предложенной ими методики прогноза метеорологических условий загрязнения воздуха для Москвы (см. п. 5.4.2). Прогнозы осуществлялись в 1978 г. на сроки 12, 24 и 36 ч; в качестве начального момента принималось время 3 ч. Полученные результаты диагностических расчетов представлены в табл. 7.2.

Таблица 7.2

Успешность прогноза метеорологических условий
загрязнения воздуха для Москвы

Заблаговременность прогноза, ч	Число прогнозов	Оправдываемость прогнозов	
		число прогнозов	%
12	179	148	83
24	166	144	87
36	134	106	79

Приведенные результаты свидетельствуют об определенной успешности рассматриваемых методов прогноза и реальной возможности их практического использования.

7.2. Учет дальнего переноса примесей

Рассмотренные методы прогноза относились главным образом к условиям интенсивного загрязнения атмосферы, обусловленного локальными источниками. Вместе с тем за последние годы все большее внимание обращается на случаи, когда концентрации примесей могут резко возрастать вследствие переноса их от весьма отдаленных источников.

Исследование двух таких различных ситуаций, связанных с действием и местных, и далеко расположенных источников, как отмечает Клюг (Klug, 1984), приобретает существенное значение при разработке способов прогноза загрязнения атмосферы. Клюг рассмотрел такие эпизоды со значительными концентрациями SO_2 на примере данных наблюдений в северной части Рурской области (под эпизодами он понимает периоды времени не менее 6 ч, в течение которых концентрация превышает среднемесячные или среднегодовые значения). Он полагает, что они могут быть вызваны распространением индустриальных выбросов на расстояние до 500 км. При этом должны отмечаться: скорости ветра гораздо большие (до 4—10 м/с), чем при эпизодах локального характера, устойчивое направление ветра и мощная инверсия оседания на высотах 500—800 м, ниже которой стратификация атмосферы близка к равновесной. В характерном примере, приведенном Клюгом, высокие концентрации в декабре 1978 г. отмечены примерно в течение трех суток при скорости ветра на уровне 500 гПа, равной 10 м/с. С данным исследованием Клюга связана работа Хермана (Hermann, 1978), выполненная в рамках научного сотрудничества между ФРГ и Голландией, в которой построена модель межрегионального переноса SO_2 на расстояние примерно 200 км.

В ряде других работ также указывается на опасное загрязнение воздуха, возникающее в местах, расположенных далеко от его источников. Брассе (Brasset, 1975) приводит данные анализа почти 10-летних наблюдений за составом аэрозолей на ряде станций в Швеции. На основе этого анализа он разделил аэрозоли на два типа. К первому типу отнесены аэрозоли темного цвета, образующиеся в результате каталитического окисления SO_2 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 SO_2 , длительно перемещающегося на расстояния более 1000 км (возможно, из Англии). На этом основании Брассе считает, что даже в образовании смогов на территории Швеции значительную роль могут играть дальние переносы.

В ряде последних работ показано, что высокие концентрации озона наблюдаются не только в местах его образования, но и на значительных расстояниях от них в результате переноса воздушных масс. Такие случаи отмечены на большом удалении от Нью-Йорка и других промышленных центров США. В этих случаях амплитуда суточных колебаний концентрации O_3 меньше, чем в местах его возникновения. Наблюдаются существенные концентрации озона ночью, что подтверждает адвективный характер его появления. Отмечены неоднократно случаи смогов с концентрациями озона более $0,2 \text{ мг/м}^3$ на западном побережье Швеции, которые связываются с дальним переносом озона.

Случаи с высокими уровнями сульфатов в воздухе вследствие трансформации выбросов сернистого газа в процессе их переноса из районов Нью-Йорка и других промышленных центров США на расстоянии в несколько сотен километров описаны в работах Лио и др. (Liou et al., 1980), Хиди и др. (Hidy et al., 1978) и др. На Среднем Западе и Востоке США отмечен перенос озона от его источников на довольно значительные расстояния. На возможность длительного переноса озона в процессе бризовой циркуляции указывается в статье Рейбли и др. (Reible et al., 1983).

Приведенные результаты и аналогичные случаи переноса сернистых соединений на далекие расстояния с осадками с возможным увеличением кислотности почвы послужили поводом для реализации предложений норвежских ученых, в частности известного плана Оттара, об организации европейской сети станций наблюдений за перемещением примесей над континентом, а также по разработке методов анализа и прогноза этих перемещений. На основании этих предложений Европейской Экономической Комиссией разработана Программа по изучению переноса примесей на дальние расстояния (The OECD Programme, 1977) и начиная с 1972 г. проводится обширный цикл исследований. Основная задача программы состоит в определении относительного вклада в загрязнение воздуха различных областей Западной Европы местных и отдаленных источников сернистых соединений. Особое значение в ней придается оценке кислотности атмосферных осадков.

В соответствии с данной программой работы ведутся в трех направлениях: 1) инвентаризация выбросов сернистого газа в каждой из рассматриваемых областей; 2) измерение концентраций и выпадение сернистых соединений на сети созданных для этой цели наземных станций и с помощью самолетов; 3) развитие теоретических исследований по моделированию взаимосвязи выбросов от источников с концентрациями и выпадениями примесей. Частично, наряду с сернистыми соединениями, изучается также распространение окислов азота.

На территории Западной Европы имеется более 70 станций наблюдений. Они размещаются по возможности в сельской местности так, чтобы избежать существенного воздействия близлежащих источников. Полученные на них значения среднегодовых концентраций SO_2 изменяются от $2 \cdot 10^{-3}$ мг/м³ в отдельных областях до $2 \cdot 10^{-2}$ мг/м³ в ФРГ, Голландии и Англии. Сходное распределение характерно и для сульфатов, их концентрации изменяются в пределах от $5 \cdot 10^{-4}$ до 10^{-2} мг/м³, а содержание SO_4 в осадках — от 0,1 до 9,4 мг/л. Данные наблюдений с самолетов оказываются недостаточными для построения полей концентраций, но позволяют сделать ряд выводов общего характера. В частности, из них следует, что распространение сернистых соединений от источников осуществляется в основном в нижнем двухкилометровом слое атмосферы. Они подтверждают также, что факелы от источников наблюдаются до расстояний в несколько сотен километров. Из сопоставления результатов наблюдений с метеорологическими харак-

теристиками следует, что повышенная концентрация SO_2 отмечается, как правило, при ветрах со стороны мощных промышленных источников и при условиях, близких к застою воздуха.

Указанные работы создают основу и для разработки методов прогноза загрязнения воздуха вследствие дальнего переноса примесей. Их отличительной особенностью является необходимость учета преобразования примесей в атмосфере и вымывания с дождями, а также выпадения аэрозолей на подстилающую поверхность и построения траекторий движения воздушной массы.

Теоретической основой для разработки этих методов является моделирование процессов переноса примеси вдоль траектории. Уже предложен ряд таких моделей главным образом по распространению сернистых соединений (Eliassen, Saltbones, 1975; Вельтищева, 1977; Prahm, Christensen, 1977; Szepesi, 1978; Израэль и др., 1979; и др.). Обзор работ по данному вопросу содержится в материалах Симпозиума ВМО (WMO Symposium, 1979), а также в статье Элиассена (Eliassen, 1980).

7.3. Очередные задачи

Общая оценка состояния проблемы краткосрочного прогноза загрязнения воздуха и определения дальнейших задач в ее решении дается в предложениях международного совещания ВМО РА VI по разработке методов прогноза неблагоприятных метеорологических условий, приводящих к высоким уровням загрязнения атмосферы, которое состоялось в ноябре 1980 г. в Ленинграде. В них отмечается, что общей чертой выполненных разработок в различных странах является увязывание случаев со значительными концентрациями вредных примесей с неблагоприятными условиями погоды.

В ряде стран получили распространение методы, в которых в качестве предикторов и предиктантов используются только метеорологические данные, в частности методы прогноза потенциала загрязнения атмосферы как характеристики условия распространения примесей. Такие методы рекомендуется использовать прежде всего при наличии обширных индустриальных территорий, слабо освещенных данными наблюдений за содержанием примесей в воздухе.

В районах, где организован регулярный контроль загрязнения атмосферы, рекомендуется как определенный шаг вперед использовать статистические схемы, в число предикторов которых входят и измеренные значения концентраций. Достоинством этих схем является разработанность формального аппарата, относительная простота реализации, возможность обойтись без инвентаризации выбросов, возможность эффективного использования в рамках систем автоматизированного контроля загрязнения атмосферы и достаточно высокая оправдываемость.

Ограниченность статистических схем связана главным образом с недостаточной степенью физичности используемых моделей (или

предполагаемых связей) и с малой разработанностью методов статистического прогноза сравнительно редко встречающихся явлений, что имеет место для случаев особо высокого загрязнения воздуха, а также с трудностями учета изменений в режиме выбросов в атмосферу.

При наличии информации о параметрах выброса и режиме работы источников примеси наиболее эффективно использование численных методов прогноза загрязнения воздуха. В настоящее время развиваются модели численного прогноза, основанные на решении уравнения турбулентной диффузии, описывающего распространение примесей от отдельных и многих источников.

К сожалению, сложность в получении оперативной информации о выбросах, а также недостаточное развитие пригодных для оперативного использования схем прогноза вертикального распределения метеорологических величин ограничивает внедрение методов численного прогноза загрязнения воздуха и затрудняет совершенствование прогностических схем.

Используемые методы прогноза погоды были разработаны в основном для других целей. Это относится как к синоптическим моделям, так и моделям пограничного слоя атмосферы, которые не создавались непосредственно для оперативного использования их при прогнозах загрязнения воздуха.

С учетом изложенного, в предложениях указанного совещания рекомендуется службам погоды при совершенствовании методов прогноза погоды учесть требования по прогнозированию загрязнения воздуха. Для повышения достоверности прогноза метеорологических условий следует шире использовать наблюдения на высотных мачтах, радио- и телевизионных мачтах и башнях, дистанционные и другие методы детального зондирования пограничного слоя атмосферы. Рекомендуется выбирать определяющие предикторы для использования в моделях статистического прогноза на основании методов, которые бы в наибольшей степени учитывали реальные связи между характеристиками загрязнения воздуха и метеорологическими параметрами.

Наряду с моделями прогноза локальных концентраций для городов целесообразна разработка моделей прогноза осредненных характеристик загрязнения воздуха, более тесно связанных для обширных районов города с метеорологическими параметрами. Использование средних характеристик и других методов фильтрации и сглаживания случайных процессов может существенно повысить оправдываемость прогноза.

Актуальным является объединение работ по прогнозу загрязнения воздуха с исследованиями по дальнему переносу примесей. В ряде европейских стран дальний перенос может играть существенную роль в формировании общего уровня загрязнения атмосферы.

Следует усилить внимание к разработке рекомендаций по использованию результатов прогноза для регулирования выбросов.

Нужно указать, что методы прогноза загрязнения воздуха, естественно, не являются радикальным средством защиты воздушного бассейна. В перспективе для этих целей они должны использоваться в сравнительно редких случаях при наступлении аномально опасных метеорологических условий. В других случаях такое использование метода допустимо только как временная мера, пока не будут осуществлены более постоянные мероприятия для обеспечения необходимой чистоты воздуха.

Дальнейшее развитие методов прогноза загрязнения воздуха должно идти по линии их улучшения и сочетания отдельных из указанных методов.

Значительные возможности здесь связаны с совершенствованием численных методов прогноза на основе более полного учета физики и химии атмосферных процессов, определяющих загрязнение воздуха, с широким использованием данных автоматизированных систем контроля загрязнения воздуха.

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.

В дальнейшем представляется перспективным сочетание методов прогноза в пределах суток на основе численного интегрирования уравнений диффузии и пограничного слоя атмосферы с прогнозом характеристик фонового загрязнения воздуха и среднесуточных концентраций на основе использования статистических и синоптических приемов, корректировкой прогнозов за счет фильтрации «шумов», как это уже делается в ряде работ, а также более широким привлечением данных и средств аэрологического зондирования нижних слоев атмосферы.

Список литературы

- Абрамович Г. Н.
1960 Теория турбулентных струй.— М.: Физматгиз.
- Андреев П. И.
1952 Рассеяние в воздухе газов, выбрасываемых промышленными предприятиями.— М.: Госстройиздат.— 88 с.
- Артемова Н. Е. и др.
1980 Допустимые выбросы радиоактивных и вредных химических веществ в приземный слой атмосферы/Под ред. Е. Н. Тевяровского, И. А. Терновского.— М.: Атомиздат.— 236 с.
- Аршинова В. И. и др.
1972 Некоторые данные о загрязнении воздуха в Москве и его связи с метеорологическими условиями.— Тр. ЦВГМО, вып. 2, с. 110—117.
- Балацкий А. Ф.
1976 Экономика защиты воздушного бассейна.— Харьков: Высшая школа.— 120 с.
- Баркер и др.
1962 Загрязнение атмосферного воздуха.— ВОЗ, Женева.
- Бачурина А. А.
1965 О тепловой трансформации воздуха в приземном слое атмосферы.— Тр. ЦИП, вып. 144, с. 62—68.
1967 Прогноз температуры воздуха в приземном слое атмосферы с учетом эволюции облачности.— Тр. ГМЦ, вып. 63, с. 3—14.
- Бачурина А. А., Струкова В. С., Крисанова В. С.
1967 Прогноз суточного хода температуры в теплое время года в различных районах СССР.— Тр. ГМЦ, вып. 13, с. 4—10.
- Безуглая Э. Ю.
1980 Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов.— Л.: Гидрометеониздат.— 184 с.
- 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., Горчнев А. А., Разбегаева Е. А.
1971 Годовой и суточный ход содержания атмосферных примесей в городских условиях.— Тр. ГГО, вып. 254, с. 152—161.
- Безуглая Э. Ю., Елекоева Л. И., Разбегаева Е. А.
1979 Климатические условия рассеивания примесей на территории СССР.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 79—87.
- Белинская Л. В., Вельтищева Н. С.
1977 Численные эксперименты по расчету распределения метеорологических элементов в пограничном слое атмосферы.— Тр. ГМЦ СССР, вып. 185, с. 86—95.
- Беляшова М. А., Васильченко И. В., Грачева В. П.
1965 Данные о формах факеля дыма в связи с особенностями строения пограничного слоя.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 86—93.
- Берлянд М. Е.
1947 Теория изменения ветра с высотой.— Тр. НИИ ГУГМС, сер. 1, № 25, с. 14—67.
1949 Распределение температуры в атмосфере.— Метеорология и гидрология, № 6, с. 3—8.
1950 К теории изменения ветра в приземном слое атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 23, с. 66—75.
1956 Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеониздат, 436 с.
1958 Локальные прогнозы изменений температуры и влажности в приземном слое воздуха.— В кн.: Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха, с. 138—156.
1963 К теории турбулентной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 138, с. 31—37.

- 1966 Об опасных условиях загрязнения атмосферы промышленными выбросами.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 15—25.
 - 1970а О распространении атмосферных примесей в условиях города.— Метеорология и гидрология, № 11, с. 50—62.
 - 1974 Исследование атмосферной диффузии и загрязнение атмосферы на современном этапе.— В кн.: Итоги науки. Метеорология и климатология, т. 2. М.: ВИНТИ, с. 250—330.
 - 1975 Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат.— 448 с.
 - 1976 Исследования распространения примесей и загрязнения атмосферы.— В кн.: Итоги науки. Метеорология и климатология, т. 3. М.: ВИНТИ, с. 306—358.
 - 1979 Актуальные вопросы защиты атмосферы от загрязнения.— В кн.: Охрана окружающей среды. Л.: изд. ГО СССР, с. 84—93.
 - 1983 Состояние и пути совершенствования нормирования, контроля и прогноза загрязнения атмосферы, АН СССР. ОВМ. Препринт № 59, М., 50 с.
 - 1984 Об основных принципах прогноза загрязнения атмосферы.— В кн.: Прогнозирование загрязнения атмосферы/Сб. докл. на междунар. совещании ВМО РА VI. Л.: Гидрометеиздат, с. 9—18.
- Берлянд М. Е., Безуглая Э. Ю., Генихович Е. Л. и др.
- 1984 О методах определения фонового загрязнения атмосферы в городах.— Тр. ГГО, вып. 479, с. 17—30.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л.
- 1971 Атмосферная диффузия и структура воздушного потока над неоднородной подстилающей поверхностью.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, с. 49—69.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Грачева И. Г.
- 1982 Основы расчета загрязнения воздуха в условиях пересеченной местности с учетом термической неоднородности.— Тр. ГГО, вып. 450, с. 3—16.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Грачева И. Г., Оникул Р. И.
- 1979в Особенности распределения примесей в пересеченной местности.— Тр. ГГО, вып. 417, с. 19—35.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Демьянович В. К.
- 1965 Некоторые актуальные вопросы исследования атмосферной диффузии.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 3—22.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Зашихин М. Н., Оникул Р. И.
- 1974 К методике расчета рассеивания примесей от линейных источников и аэрационных фанарей.— Тр. ГГО, вып. 314, с. 21—41.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Зашихин М. Н., Оникул Р. И.
- 1977б К оценке опасных скоростей ветра для высоких источников.— Тр. ГГО, вып. 387, с. 13—22.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Зашихин М. Н. и др.
- 1979а О моделировании загрязнения атмосферы в городах.— Т. ГГО, вып. 436, с. 3—16.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Куренбин О. И.
- 1968а Влияние рельефа на распространение примесей от источника.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 28—44.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Ложкина В. П., Оникул Р. И.
- 1964а Численное исследование атмосферной диффузии при нормальных и аномальных условиях стратификации.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 22—32.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Оникул Р. И.
- 1964б О расчете загрязнения атмосферы выбросами из дымовых труб электростанций.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 3—21.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Оникул Р. И.
- 1977а К нормированию выбросов от наземных источников.— Тр. ГГО, вып. 387, с. 3—12.
- Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Оникул Р. И.
- 1984 Расчет интегральных характеристик распределения концентрации по территории города и их использование при краткосрочном прогнозе

загрязнения атмосферы.— В кн.: Прогнозирование загрязнения атмосферы/Сб. докл. на Междунар. совещании ВМО РА VI. Л.: Гидрометеиздат, с. 40—58.

Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Оникул Р. И., Чичерин С. С.
1979 О расчете интегральных характеристик загрязнения воздуха на территории города.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 17—29.

Берлянд М. Е., Грачева В. П.
1962 К прогнозу изменений температуры приземного слоя воздуха.— Тр. ГГО, вып. 127.

Берлянд М. Е., Зашихин М. Н.
1982 К теории антропогенного воздействия на локальные метеорологические процессы в городе.— Метеорология и гидрология, № 2, с. 5—16.

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., Кондратьев К. Я.
1972 Город и климат планеты.— Л.: Гидрометеиздат.— 40 с.

Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я., Васильев О. Б. и др.
1974 Комплексное исследование особенностей метеорологического режима большого города на примере г. Запорожье (КЭНЭК-72).— Метеорология и гидрология, № 1, с. 14—23.

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.
1968а К теории трансформации воздушных масс и образования речных туманов.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 14—27.

1968б 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., Оникул Р. И., Генихович Е. Л., Ложкина В. П.
1963 О загрязнении атмосферы промышленными выбросами при аномальных условиях стратификации.— Метеорология и гидрология, № 3.

Берлянд М. Е., Оникул Р. И., Рябова Г. В.
1968 К теории атмосферной диффузии в условиях тумана.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 3—13.

Берлянд М. Е., Соломатина И. И., Сонькин Л. Р.
1972 О прогнозировании загрязнения воздуха.— Метеорология и гидрология, № 9, с. 11—18.

Блинова Е. Н., Кибель И. А.
1937 Динамическая метеорология, ч. 2, гл. 8.— Л.: Гидрометеиздат.

Блыскова Д., Курчатова Г.
1968 Загрязнение атмосферного воздуха в Софии в зависимости от некоторых метеорологических условий.— Гидрология и метеорология, № 2.

Бокс Дж., Дженкинс Г.
1974 Анализ временных рядов. Прогноз и управление. Т. 1.— М.: Мир.— 408 с.

Буйков М. В., Хворостьянов В. И.
1977 Формирование и эволюция радиационного тумана и слоистой облачности в пограничном слое атмосферы.— Изв. АН СССР, ФАО, т. 13, № 4, с. 356—370.

Бубник Ю. и Хесек Ф.
1984 Методы краткосрочного прогноза загрязнения атмосферы в ЧССР. Международное совещание ВМО РА VI в Ленинграде. Тезисы докладов, с. 26—28.

Бызова Н. Л.
1974 Рассеивание примесей в пограничном слое атмосферы.— М.: Гидрометеиздат.— 190 с.

- Вавилова Н. Г., Генихович Е. Л., Сонькин Л. Р.
1969 Статистический анализ данных о загрязнении воздуха в городах с помощью естественных функций.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 27—32.
- Вагер Б. Г., Надежина Е. Д.
1979 Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности.— Л.: Гидрометеониздат.— 136 с.
- Васильченко И. В.
1965 Основные типы вертикальных профилей температуры и ветра в нижнем 500-метровом слое по аэростатным наблюдениям в районе Щекинской ГРЭС.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 94—103.
- Вдовин Б. И., Царев А. М.
1969 О развитии штелей 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.
- Вельтишев Н. Ф., Желнин А. А., Кисельникова В. З. и др.
1982 Мезомасштабный численный прогноз погоды.— Метеорология и гидрология, № 4, с. 5—15.
- Вельтишева Н. С.
1977 Численная модель дальнего переноса двуокиси серы.— Метеорология и гидрология, № 9, с. 40—45.
- Воронцов П. А.
1960 Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеониздат.
- Временная методика нормирования промышленных выбросов в атмосферу
1981 сферу (расчет и порядок разработки нормативов предельно допустимых выбросов).— М.: Госкомгидромет.— 53 с.
- Временные методические указания по определению фоновых концентраций вредных веществ в атмосферном воздухе для нормирования выбросов.— М.: Гидрометеониздат.— 40 с.
- Галушко В. В., Орданович Н. Е.
1978 Двухслойная модель экмановского пограничного слоя атмосферы.— Метеорология и гидрология, № 4, с. 33—44.
- Генихович Е. Л., Грачева В. П.
1965 Анализ дисперсии горизонтальных колебаний направления ветра.— Тр. ГГО, вып. 172, с. 42—47.
- Генихович Е. Л., Гущин В. А., Сонькин Л. Р.
1973 О возможности прогноза загрязнения городского воздуха методом распознавания образов.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 21—25.
- Генихович Е. Л., Чичерин С. С.
1979 Двухпараметрическая модель рассеивания примеси от линейного источника при нормальных метеорологических условиях.— Тр. ГГО, вып. 417, с. 67—73.
- Годев Н., Кандъов И.
1972 Метеорологични и неметеорологични фактори, влияещи върху режима на мъглите над София.— Хидрология и Метеорология, 21, № 2, с. 23—30.
- Горлин С. М., Зражевский И. М.
1968 Изучение обтекания моделей рельефа и городской застройки в аэродинамической трубе.— Тр. ГГО, вып. 234, с. 45—49.
- Горошко Б. Б., Пьянцев Б. И., Сонькин Л. Р.
1981 Оперативный прогноз загрязнения атмосферы и регулирования выбросов при неблагоприятных метеоусловиях.— В кн.: Вопросы контроля загрязнения природной среды. М.: Гидрометеониздат, с. 81—88.
- Горошко Б. Б., Сонькин Л. Р.
1981 Вопросы регулирования выбросов в атмосферу в периоды неблагоприятных метеоусловий.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы, т. 1. М.: Гидрометеониздат, с. 144—148.

- Горчиев А. А., Рафиев Р. М.
1980 О прогнозе загрязнения воздуха над Апшеронским полуостровом.— Метеорология и гидрология, № 2, с. 21—26.
- ГОСТ 172.3.02—78. Охрана природы. Атмосфера. Правила установления допустимых выбросов вредных веществ промышленными предприятиями.— М.: Госстандарт.— 14 с.
- Грачева И. Г., Канчан Я. С., Оникул Р. И., Бенъяминсон Г. В.
1969 К расчету загрязнения атмосферы от многих источников.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 14—26.
- Грачева В. П., Ложкина В. П.
1964 Об устойчивости направления ветра в приземном слое атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 158, с. 41—45.
- Гударян Р.
1979 Загрязнение воздушной среды/Пер. с англ. под ред. Г. М. Илькуна.— М.: Мир.— 200 с.
- Детри Ж. П.
1978 Предупреждение загрязнения атмосферы во Франции. Торговля и Сотрудничество. Франко-советская торг. палата, № 62, с. 45—47.
- Елекоева Л. И.
1982 Использование метода разложения полей по естественным ортогональным функциям для анализа и прогноза загрязнения атмосферы.— Тр. ГГО, вып. 450, с. 101—107.
- Елекоева Л. И., Чувашкина И. Е.
1979 Анализ поля концентрации сернистого газа методом разложения по естественным ортогональным функциям.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 72—78.
- Зайцев А. С.
1973а Структура поля концентраций окиси углерода в городе.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 47—51.
1973б Результаты анализа временной структуры сернистого газа в атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 293, с. 41—46.
- Захарова И. М.
1975 Численное моделирование процесса образования и развития радиационного тумана.— Тр. ИЭМ, вып. 9(52), с. 124—137.
- Зашихин М. Н., Канчан Я. С., Оникул Р. И.
1975 Об унификации расчетов загрязнения атмосферы от многих источников с помощью ЭВМ.— Тр. ГГО, вып. 325, с. 161—174.
- Зверев А. С.
1954 Туманы и их предсказание.— Л.: Гидрометеиздат.
- Зотов Н. В., Львова Л. С.
1984 К вопросу о прогнозе AT_{925} .— Метеорология и гидрология, № 2, с. 115—117.
- Зражевский И. М., Дорошенко В. М., Чепик Н. Г.
1968 Исследование влияния различных форм рельефа на характеристики воздушного потока в аэродинамической трубе.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 38—50.
- Иванова Е. М., Сонькин Л. Р.
1976 Прогнозирование загрязнения воздуха в Ленинграде.— Метеорология и гидрология, № 12, с. 19—24.
- Ивахненко А. Г., Лапа В. Г.
1971 Предсказание случайных процессов.— Киев: Наукова думка.— 416 с.
- Израэль Ю. А.
1984 Экология и контроль состояния природной среды.— Л.: Гидрометеиздат.— 560 с.
- Израэль Ю. А., Гасилина Н. К., Назаров И. М., Ровинский Ф. Я., Берлянд М. Е.
1982 Организация в СССР системы контроля природной среды.— Метеорология и гидрология, № 12, с. 54—62.
- Илькун Г. М.
1978 Загрязнение атмосферы и растений.— Киев, Наукова думка.— 248 с.
- Кейдл Р.
1969 Твердые частицы в атмосфере и в космосе/Пер. с англ.— М.: Мир.

- Киселев В. Б., Ивлева Т. П., Сонькин Л. Р.
1979 Выделение наиболее информативных комплексов, предикторов для прогноза загрязнения воздуха.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 60—67.
- Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере. 1983 Справочное пособие/Под ред. Э. Ю. Безуглой и М. Е. Берлянда.— Л.: Гидрометеиздат.— 328 с.
- Королева И. В.
1981 Прогнозирование загрязнения воздуха в Узбекистане. Опыт работы и перспективы. Вопросы контроля загрязнения природной среды.— Л.: Гидрометеиздат, с. 89—93.
- Кратцер П. А.
1958 Климат города.— М.: Изд-во иностр. лит.— 240 с.
- Ламли Д. ж. и Пановский Г.
1964 Структура атмосферной турбулентности/Пер. с англ.— М.: Мир.— 264 с.
- Ландсберг Х. Е.
1974 Антропогенные изменения климата.— В кн.: Физическая и динамическая климатология. Л.: Гидрометеиздат, с. 267—313.
- 1983 Климат города/Пер. с англ. Под ред. А. С. Дубова.— Л.: Гидрометеиздат.— 248 с.
- Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т.
1967 Особенности образования и строения радиационных туманов (численный эксперимент).— Изв. АН СССР. «Физика атмосферы и океана», т. 3, № 5.
- Марчук Г. И.
1973 Численное решение задач динамики атмосферы и океана на основе метода расщепления.— Новосибирск: Наука.— 170 с.
- 1982 Математическое моделирование в проблеме окружающей среды.— М.: Наука.— 320 с.
- Марчук Г. И., Пененко В. В., Алоян А. Е., Лазарев Г. Л.
1979 Численное моделирование микроклимата города.— Метеорология и гидрология, № 8, с. 5—15.
- Матвеев Л. Т.
1984 Основы общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 636 с.
- Матвеев Л. Т.
1979 Особенности метеорологического режима большого города.— Метеорология и гидрология, № 5.
- Махонько К. П.
1967 Элементарные теоретические представления о вымывании примесей осадками из атмосферы.— Тр. ИПГ, вып. 8, с. 26—34.
- Машкова Г. Б., Хачатурова Л. М.
1979 Способы определения состояния устойчивости атмосферы по наземным данным.— Тр. ИЭМ, вып. 23 (88), с. 17—26.
- Метеорология и атомная энергия/Пер. с англ. Под ред. Н. Л. Бызовой 1971 и К. П. Махонько.— Л.: Гидрометеиздат.— 648 с.
- Методические указания по прогнозу загрязнения воздуха в городах/ 1979 Под ред. М. Е. Берлянда.— Л.: Гидрометеиздат.— 80 с.
- Методические указания. Прогноз приземной температуры, влажности воздуха и других метеорологических элементов/Под ред. Б. Д. Успенского.— Л.: Гидрометеиздат.— 86 с.
- Монин А. С., Яглом А. М.
1965 Статистическая гидродинамика, ч. I.— М.: Наука.— 638 с.
- Неронова Л. М.
1976 Об опыте использования карт AT_{925} для прогноза задерживающих слоев и оценки переносов вредных примесей в нижнем километровом слое атмосферы.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 179.
- Неронова Л. М., Пономаренко С. И.
1980 Схема краткосрочного прогноза метеорологических условий загрязнения приземного слоя воздуха.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 220, с. 13—28.

- 1981 Результаты оперативного испытания методики краткосрочного прогноза метеорологических условий загрязнения приземного слоя воздуха.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 233, с. 40—52.
- Неронова Л. М., Тихомирова Л. В.
1984 Синоптический метод краткосрочного прогноза метеорологических факторов, определяющих загрязнение атмосферы.— В кн.: Прогнозирование загрязнения атмосферы. Сб. докл. на Междунар. совещании ВМО РА VI. Л.: Гидрометеиздат.
- Николаевский В. С.
1979 Биологические основы газоустойчивости растений.— Новосибирск: Наука.— 278 с.
- Николаевский В. С., Першина Н. А.
1981 Проблема предельно допустимых концентраций загрязнителей, воздействующих на растения.— В кн.: Проблемы фитогигиены и охрана окружающей среды. Изд. АН СССР, с. 117—121.
- Огнева Т. А.
1971 Микроклиматические характеристики условий загрязнения атмосферы.— В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, с. 137—146.
- Оке Т. Р.
1982 Климаты пограничного слоя/Пер. с англ. Под ред. А. С. Дубова.— Л.: Гидрометеиздат.— 358 с.
- Оникул Р. И., Канчан Я. С.
1983 О расчетах загрязнения атмосферы от многих источников на ЭВМ с применением унифицированных программ.— Тр. ГГО, вып. 467, с. 41—49.
- Орленко Л. Р.
1979 Строение пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат.— 270 с.
- 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.
- Пенеико В. В., Алоян А. Е., Лазрнев Г. Л.
1979 Численная модель локальных атмосферных процессов.— Метеорология и гидрология, № 4, с. 24—34.
- Петриченко И. А., Глазова Т. А., Давыдова О. А.
1981 Методика расчета и результаты диагноза прогноза максимальной и минимальной приземной температуры в воздухе.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 232, с. 12—20.
- Пономаренко И. Н.
1975 Краткосрочный прогноз высокой общей загрязненности воздуха на примере Киева.— Метеорология и гидрология, № 10, с. 43—50.
- Пономаренко С. И.
1975 Метеорологические условия загрязнения приземного слоя автомобильными выбросами.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 158, с. 75—84.
- Расторгуева Г. П.
1969 Особенности термического режима городов.— Тр. ГГО, вып. 238, с. 145—152.
1979 Температурный режим воздуха промышленных городов СССР.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 111—117.
- Раунер Ю. Л., Чернавская М. М.
1972 Тепловой баланс растительного покрова.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5.
- Роскина Ю. Я.
1977 Загрязнение воздуха в Ташкенте в зависимости от синоптических условий.— Тр. САННИГМИ, вып. 43, с. 40—43.
- Руководство по гигиене атмосферного воздуха/Под ред. К. А. Буштуевой.— 1976 М.: Медицина.— 416 с.
- Руководство по контролю загрязнения атмосферы/Под ред. М. Е. Берлинда, Г. И. Сидоренко.— Л.: Гидрометеиздат.— 442 с.

- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды.
1964 Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат.— 520 с.
1965 Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат.— 492 с.
- Сеттон О. Г.
1958 Микрометеорология/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат.— 356 с.
- Сидоренко Г. И., Пинигин М. А.
1970 О некоторых вопросах гигиенического нормирования загрязнения атмосферного воздуха.— В кн.: Актуальные вопросы гигиены, с. 21—23.
- Сонькин Л. Р.
1966 Годовой ход и синоптическая обусловленность температурных профилей в нижнем 500-метровом слое.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 31—43.
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.
1984 Статистические и синоптические методы прогноза загрязнения воздуха в городах.— В кн.: Прогнозирование загрязнения атмосферы. Сб. докл. на Междунар. совещании ВМО РА — VI. Л.: Гидрометеоиздат, с. 60—70.
- Сонькин Л. Р., Багрецова А. И., Иванова Е. И. и др.
1979 Синоптические условия формирования периодов высокого загрязнения воздуха в различных районах СССР.— Тр. ГГО, вып. 436, с. 49—54.
- Сонькин Л. Р., Ивлева Т. П.
1982 Вопросы прогнозирования загрязнения воздуха в городе отдельными примесями.— Тр. ГГО, вып. 450, с. 89—96.
- 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. 51—55.
- Сонькин Л. Р., Разбегаева Е. А., Терехова К. М.
1966 К вопросу о метеорологической обусловленности загрязнения воздуха над городом.— Тр. ГГО, вып. 185, с. 44—54.
- Сонькин Л. Р., Храпаченко В. А., Кринина Т. П.
1975 Уточнение схем прогнозирования загрязнения воздуха в городах с учетом новых результатов анализа информации.— Тр. ГГО, вып. 352, с. 65—70.
- Сонькин Л. Р., Чаликов Д. В.
1968 Об обработке и анализе наблюдений за загрязнением воздуха в городах.— Тр. ГГО, вып. 207, с. 51—55.
- Тарнопольский А. Г., Шнайман В. А.
1979 Усовершенствованная модель планетарного пограничного слоя атмосферы.— Метеорология и гидрология, № , с. 14—22.
- Уорк К., Уоркер С.
1980 Загрязнение воздуха. Источники и контроль/Пер. с англ. под ред. Е. Н. Теворовского.— М.: Мир.— 540 с.
- Успенский Б. Д.
1981 Прогноз максимальной и минимальной приземной температуры воздуха.— Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 232, с. 3—11.
- Фукс Н. А.
1955 Механика аэрозолей.— М.: Изд. АН СССР.— 352 с.
- Хргиан А. Х., Мазин И. П.
1962 О распределении капель по размерам в облаках.— Тр. ЦАО, вып. 7.
- Царев А. М.
1977 К вопросу о влиянии города на режим туманов.— Тр. ГГО, вып. 387, с. 147—153.
- Чебаненко Б. Г. и др.
1976 Зависимость повышенного загрязнения атмосферы промышленного города Восточной Сибири от синоптико-метеорологических условий.— Тр. ЗСРНИГМИ, вып. 20, с. 102—105.

- Шевчук И. А.
1966 Аэросиноптические условия установления длительных периодов максимального загрязнения воздуха в Кемерово.— Тр. НИИАК, вып. 42 (г), с. 96—101.
- 1977 Прогноз уровня загрязнения атмосферы промышленными выбросами в Новосибирске.— Тр. ЗСРНИГМИ, вып. 30, с. 88—90.
- Шевчук И. А. и 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.
- Энергетика и охрана окружающей среды/Под ред. Н. Г. Залогина,
1979 Л. И. Кроппа, Ю. М. Кострыкина.— М.: Энергия.— 352 с.
- Юдин М. И. и Швец М. Е.
1940 Стационарная модель распределения ветра с высотой в турбулентной атмосфере.— Тр. ГГО, вып. 31, с. 42—52.
- Akaike H.
1970 Statistical predictor identification.— Ann. Inst. statist. Math., v. 21, p. 203—217.
- Angell J. et al.
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.
- Air quality
1970 Criteria for photochemical oxidant.— U. S. Dep. NEW, N 17, Washington, p. 63.
- Air quality
1972 Criteria and guide for urban air pollutants.— Tech. Rep. Ser. N 506, Geneva, WMO.
- Atwater M. A.
1975 Thermal changes induced by urbanization and pollutants.— J. Appl. Met., v. 14, N 16.
- Benarie M.
1971 Emploi des regressions multiples pour la definition du niveau du fond de la pollution urbaine et pour la prevision a court terme.— Vert-le Petit. 19 p.
- Berger A., Demuth Cl., Milice S. L.
1980 High levels of air pollution frequency distribution and dispersion modelling. In: Pap. WMO RA-VI Meeting, p. 71—94.
- Berlyand M. E.
1969 High values of atmospheric pollution in summer at Kew and the associated weather.— Atm. Env., v. 4, N 4.
- 1970 Meteorological factors in the dispersion of air pollutants in town conditions.— WMO Tech. Note, N 108, p. 196—213.
- 1972 Atmospheric diffusion investigations in the USSR.— WMO Tech. Note, Appendix, N 121, p. 55—116.
- 1982 Moderne Probleme der atmosphärischen diffusion und der Verschmutzung der Atmosphäre.— Berlin: Akademie—Verlag. 435 S.
- 1983в Forecasting of air pollution with emphasis on research in the USSR, WMO EPMaRP, N 19, Geneva. 208 p.
- Berlyand M. E., Genikhovich E. L.
1973 Some features of turbulent diffusion and air pollution in the stratified conditions.— In: Int. Symp. on Strat. Flows, Novosibirsk. ASCE, p. 125—143.
- Berlyand M. E., Burenin N. S.
1984 Principles and organization on methods for establishing maximum permissible emissions in the cities of the USSR.— Atmos. Envi., v. 18, N 3, p. 513—517.
- Berlyand M. E., Kurenbin O. I., Zrashevsky I. M.
1970 Theory of tracer distribution near the ground.— J. Geophys. Res., v. 75, N 18.

- Bernhard et al.
1978 Some results of the lower troposphere inversion statistics in middle Europe.— In: Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO N 510, p. 271—278.
- Builtjes et al.
1981 Application of photochemical dispersion model to the Netherlands and its surroundings. Air pollution modelling and its application/Ed C. Wispelaere. N. Y.: Plenum Press, p. 621—637.
- Bierly E., Hewson P.
1965 Some restrictive meteorological conditions to be considered in the design of stacks.— J. Appl. Met., N 3, p. 383—390.
- Blackedar A. K.
1957 Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions.— Bull. Am. Met. Soc., N 5.
- Bodin S.
1976 Numerical models of the boundary layer.— In: Seminars on the treatment of the boundary layer in numerical weather prediction, Bracknell, p. 337—372.
- Bolzen P., Fronza G., Runca E., Überhuber C.
1982 Statistical analysis of winter sulphur dioxide concentration data in Vienna.— Atm. Env., v. 16, N 8, p. 1899—1906.
- Bornstein R., Andersen S.
1979 A survey of statistical techniques used in validation studies of air pollution prediction models.— Stanford Univ., California. 46 p.
- Bornstein R. et al.
1978 Friction retardation of sea breeze front penetration in New York city and its implications for pollutant distribution.— In: Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO N 510, p. 79—88.
- Brasnet C.
1975 Acid particulate air pollutants in Sweden. IVL. B 222, Gotteborg. 30 p.
- Briggs G.
1969 Plume rise.— USA EC Division of Tech. Information Extension (TID-25075). 76 p.
- Bringfelt B.
1971 Important factors for the sulphur dioxide concentration in central Stockholm.— Atm. Env., N 11, p. 949—972.
1978 Some air pollution modeling work in Sweden.— In: Pap. WMO Symp., Norrköping, p. 227—230.
- Brown R., Roach W.
1976 The physics of radiation fog.— Quart. J. Roy. Met. Soc., v. 102, p. 335—354.
- Brost R. A., Wyngaard S. C.
1978 A model study of the stably stratified planetary boundary layer.— J. Atm. Sci., v. 35, p. 1427—1440.
- Buajitti K., Blackedar A.
1957 Theoretical studies of diurnal wind structure variations in the planetary boundary layers.— Quart. J. Roy. Met. Soc., v. 83, N 358, p. 486—500.
- Busch N. et al.
1973 Workshop on micrometeorology.— Boston: AMS. 392 p.
- Businger S. A., Arya S.
1974 Hight of the mixed layer in the stably stratified planetary boundary layer.— In: Adv. in Geophys., v. 18a, p. 73—92.
- Calder K. L.
1973 Multiple-source plume models of urban air pollution.— Atm. Env., v. 7, N 6, p. 403—414.
- Camuffo D.
1980 Fog and related diffusion potential at Venice: two case studies — Boundary-Layer Met., v. 18, N 4, p. 453—472.
- Camuffo D., Cavaleri L.
1980 Oscillations in pollutant concentration occurring in cold offshore flow over Venice.— Atm. Env., v. 14, N 11, p. 1255—1262.

- Carmen J., Neppo Jr.
1974 A method for evaluating the accuracy of air pollution prediction model.— In: Symp. *Atm. Diffus. Air Pollut.*, Sante Barbara. AMS, p. 325—329.
- Carpenter K.
1979 An experimental forecast using a non-hydrostatic mesoscale model.— *Quart. J. Roy Met. Soc.*, v. 105, N 445.
- Carpenter S.
1971 Principle plums dispersion models.— *J. Atm. Poll. Contr. Assoc.*, v. 21, p. 441—445.
- Chanady G.
1973 Turbulent diffusion in the environment.— D. Reidel Publ. Co. 205 p.
- Chandler T.
1967 London's heat island.— *Biometeorology*, v. 2.
- Chandler T. J., Elson D. M.
1978 Meteorological controls upon ground level concentration of smoke and sulphur dioxide in two urban areas of the United Kingdom.— *Atmos. Envi.*, v. 12, N 6—7, p. 1543—1554.
- Chock D. et al.
1975 Time series analysis of Riverside, California air quality data.— *Atm. Env.*, v. 9, p. 978—989.
- Cocquyt G.
1977 Air pollution prediction via third order shaping filter modeling.— In: *Proc. IFAC Symp, Kyoto. V. 1, Oxford*, p. 205—212.
- Colacino M.
1978 Infrared radiometric measurement for the study of the Rome heat island.— *Arch. Met. Geophys. Bioklim. Ser. B.*, Bd 26, S. 207—217.
- Deardorff J.
1974 Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer.— *Boundary-Layer Met.*, v. 7, N 1, p. 81—106.
1978 Different approaches toward predicting pollutant dispersion in the boundary layer and their advantages and disadvantages.— In: *Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO N 510*, p. 1—8.
- Delage Y.
1974 A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer.— *Quart. J. Roy Met. Soc.*, v. 100, p. 351—364.
- Demerjian K. L. et al.
1974 The mechanism of photochemical smog formation.— *Adv. Env. Sci. Tech.*, v. 4, N 4, p. 1—262.
- Demuth Cl., Sohayes G., Hecy P., Cravatte M.
1981 Numerical computations of high air pollution levels. *Air Pollution Modeling and Its Application. I.* Ed. C. De Wispelaere. Plenum Press, N. Y., p. 609—619.
- Dickson R.
1961 Meteorological factors affecting particulate air pollution of a city.— *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 42, N 8, p. 556—570.
- Diecon E. L.
1973 Geostrophic drag coefficients.— *Boundary-Layer Met.*, v. 5, N 13, p. 321—340.
- Dietze G.
1984 Prediction of diffusion potential using routine forecasts of meteorological elements.— In: *Pap. WMO RA-VI Meeting*, p. 128—138.
- Doran J., Horst T., Nickola P.
1978 Experimental observations of the dependence of lateral and vertical dispersion characteristics on surface height.— *Atm. Env.*, v. 12, N 12, p. 2250—2263.
- Effects of chronic exposure to low-level pollutants in the environment.— 1975 W.: U. S. Govern Printing Office. 402 p.

- Eliassen A.
1980 A review of long-range transport modelling.—J. Appl. Met., v. 19, N 3, p. 231—240.
- Eliassen A., Saltbones J.
1975 Decay and transformation of SO₂.—Atm. Env., v. 9, p. 425—429.
- Erikson K., Bodin S.
1978 A predictive one-dimensional boundary layer model.—In: Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO N 510, p. 95—96.
- Eschenroeder A., Martinez J.
1971 An extension of K-theory to describe photochemical air pollution.—In: Conf. Air Poll. Met., Raleigh, p. 69—74.
- Estoque M. A.
1961 A theoretical investigation of the sea breeze.—Quart. J. Roy. Met. Soc., v. 87, N 381, p. 136—146.
- Federal register USA.
1974 V. 50, Title 40, pt 52, p. 9672.
- Feigley C., Kamens R., Jeffries F.
1983 An experimental simulation of Los Angeles reactive pollutant programme (LARPP) operation 33-11 evolution of simulation.—Atm. Env. v. 17, N 1, p. 103—110.
- Finkelstein P.
1971 Verification of air pollution potential forecasts.—Pap., Conf. on Air Poll. Met. Raleigh. Boston, p. 81.
- Finzi G.
1980 Stochastic real-time predictors of urban air pollution using synoptic meteorology forecast.—In: "WMO Theses" RA-VI Meeting, p. 6—10.
- Finzi G., Tibaldi G.
1982 A mathematical model for air pollution forecast and alarm in the urban area.—Atm. Env., v. 16, N 9, p. 2055—2059.
- Finzi G., Zannetti P., Fronza G., Rinaldi S.
1979 Real time prediction of SO₂ concentration in the Venetian lagoon area.—Atm. Env., v. 13, N 9, p. 1249—1255.
- Fortak H. G.
1961 Konzentrationverteilung um eine kontinuierliche punctquelle bei windstille.—VDI-Forschungen Sheft., 483, S. 20—22.
- Fronza G., Spirito A., Tonielli A.
1979 Real time forecast of sulphur dioxide concentrations in the Venetian lagoon region. P. 2.—Kalman predictor.—IIASA, Laxenburg. Austria 25 p.
- Funabashi M. et al.
1978 A mini-computer based prediction system for reducing acute damage caused by photochemical smog.—Proc. IFAC Symp., Kyoto, 1977, v. 1, Oxford, p. 301—308.
- Garnett A.
1963 A survey of air pollution in Sheffield under characteristic weather anticyclonic condition.—Int. J. Air Wat. Poll., v. 7, p. 963—968.
- Garstang M., Tyson P., Emi H.
1975 The structure of heat islands.—Rev. Geophys. Space Phys., v. 13, N 1, p. 139—165.
- Gifford F.
1960 Peak to average concentration ratios according to air fluctuating plume dispersion model.—Int. J. Air Wat. Poll., v. 3, N 4, p. 253—260.
1976 Turbulent diffusion—typing schemes: a review.—Nuclear Safety, v. 17, N 1, p. 25—43.
1979 Recent studies of diffusion parameters for air pollution application.—In: Int. Conf. Air Poll. Pretoria, p. 1—13.
- Gifford F., Hanna S.
1973 Modeling urban air pollution.—Atm. Env. N 1, p. 131—136.
- Golder D.
1972 Relations among stability parameters in the surface layer.—Boundary-Layer Met., v. 3, N 1, p. 47—58.

- Graedel T. E. et al.
1976 Kinetic studies of the photochemistry of the urban troposphere.— *Atm. Env.*, v. 10, N 12, p. 1095—1116.
- Graham J. R.
1968 An analysis of turbulence statistics at Fort Wayne, Indiana.— *J. Appl. Met.*, v. 7, p. 90—93.
- Gryning S. E. et al.
1978 Short-range experiments in unstable conditions over inhomogeneous terrain.— *Tellus*, v. 30, p. 392—403.
- Gryning S. E., Lyck E.
1980 Medium range dispersion experiments downwind from a shoreline in near neutral conditions.— *Atm. Env.*, v. 14, N 8, p. 923—931.
- Guicherit R., Van den Hout K., Huyen C.
1981 Conversion rate of nitrogen oxides in a polluted atmosphere.— In: *Air Pollution Modeling and its Application I*. Ed. C. D. Wispelaere. N. Y. p. 575—592.
- Hanna S. R.
1971 A simple method of calculating dispersion from urban area sources.— *J. Air Poll. Contr. Ass.*, v. 21, N 12, p. 774—776.
1972 A simple model for the analysis of photochemical smog.— In: *Proc. Conf. Urban Envir. Philadelphia*, p. 120—123.
1978 Diurnal variation of the stability factor in the simple ATDL urban dispersion model.— *J. Air Poll. Contr. Ass.*, v. 28, N 2, p. 147—150.
1982 Review of atmospheric diffusion models for regulatory applications.— *WMO Techn. Note N 177*. 42 p.
- Hanna S., Gifford F.
1977 Application of the ATDL simple urban dispersion model to Frankfurt.— *NOAA, ATDL 77/17*. 17 p.
- Hanna S. R. et al.
1977 AMS workshop on stability classification schemes and sigma curves—summary of recommendations.— *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 38, N 12, p. 1305—1309.
1980 Measured σ_y and σ_z in complex terrain near the TVA Widows Creek, Alabama, Steam plant.— *Atm. Env.*, v. 14, N 4, p. 401—407.
- Hanna S., Briggs G., Hosker R.
1982 Handbook of atmospheric diffusion.— *Tech. Inf. Center. US Dep. of Energy*. 102 p.
- Herada H.
1968 Relation between air pollution in Osaka and anticyclone.— *J. Met. Res.*, v. 20, N 12.
- Harrison R., McCarthey H.
1980 A comparison of the predictions of a simple Gaussian plume dispersion model with measurements of pollutant concentration at ground level and aloft.— *Atm. Env.*, v. 14, N 5, p. 589—596.
- Haugen D., ed.
1975 Lectures on air pollution and environmental impact analysis.— Boston: AMS. 296 p.
- 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. Env.*, v. 1, p. 39—48.
- Hermann K.
1978 Zur Simulation interregionaler Transportvorgänge in der Atmosphäre. Dissertation. Tech. Hochschule Darmstadt. 72 S.
- Hesek F.
1974 The physical statistical analysis one year's observations of SO₂ in Bratislava.— *Contr. Inst. Met. Climatology SASc N 1*, p. 111—126.
- Hidy G. M., Muller P. K., Tong E.
1978 Spatial and temporal distribution of airborne sulfate in parts of the USA.— *Atm. Env.*, v. 12, N 1—3, p. 735—757.

- Hino M.
1968 Maximum ground-level concentration and sampling time.— *Atm. Env.*, N 2.
- Hogstrom U.
1964 An experimental study on the atmosphere diffusion.— *Tellus*, v. 16, N 2, p. 205—251.
- Holzworth G.
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 USA.— *J. Appl. Met.*, v. 6, p. 1039—1044.
1974 Climatological aspects of the composition and pollution of the atmosphere.— WMO Tech. Note, N 139. 43 p.
- Hörschele K.
1965 Ergebnisse von messungen des schwefeldioxidgehalts der luft in Karlsruhe und ihre statische Bearbeitung.— *Staub.*, H. 25, S. 102—112.
- Hsu S. A.
1979 Mesoscale nocturnal jetlike winds within the planetary boundary layer over a flat open coast.— *Boundary-Layer Met.*, v. 17, N 4, p. 485—494.
- Hunt J. G., Jackson P. E.
1974 Surface obstacles in turbulent boundary layer.— *J. Fluid Mech.*, v. 64, N 3, p. 529—567.
- Hunt J., Malhearn P.
1973 Turbulent dispersion from sources near two-dimensional obstacles.— *J. Fluid Mech.*, v. 61, p. 245—274.
- Iordanov D.
1977 A statistical analysis of air pollution data in terms of meteorological conditions.— *Boundary-Layer Met.*, v. 11, N 11, p. 27—32.
- Izmerov N. E.
1973 Control of air pollution in the USSR.— Geneva: WMO. 156 p.
- Izrael Yu. A., Mikhailova S. E., Pressman A. S.
1979 A model for operative evaluation of transboundary flows of pollutants.— In: WMO Symp., Sofia, WMO N 538, p. 271—280.
- Janagisawa S.
1973 Air quality standards, national and international.— *J. Air Poll. Contr. Ass.*, v. 23, N 11, p. 945—948.
- Kalman R. E.
1960 A new approach to linear filtering and prediction theory.— *Trans. ASME. Ser. D. S. Basic Engin.*, v. 82, p. 17—25.
- Kanno S. et al.
1959 Atmospheric SO₂ concentrations observed in Keichin industrial center.— *Int. J. Air Wat. Poll.*, v. 1, p. 234—240.
- Kasprzycki A.
1978 Powstawanie niskiego prądu strumienia w Stacji Arunym polu wysokiego.— *Cisnienia Materaly, IMGW, Warszawa.*
- Kerman B. R.
1982 A similarity model of shoreline fumigation.— *Atm. Env.*, v. 16, N 3, p. 467—478.
- Klug W.
1969 Ein Verfahren zur Bestimmung der Ausbreitungsbedingungen aus synoptischen Beobachtungen.— *Staub*, Bd 4, N 4.
1984 Origin and types of air pollution episodes and their forecasting. Air pollution forecasting.— In: Pap. WMO RA-VI Meeting, p. 9—26.
- Kwizak M.
1973 Realtime meteorological prediction in support of air quality control operations in Canada.— In: Proc. 4th Meetings NATO/CCMS Panel Modeling, v. 17, p. 1—5.
- Lalas D. P. et al.
1983 Sea breeze circulation and photochemical pollution in Athens, Greece.— *Atm. Env.*, v. 17, N 9, p. 1621—1632.

- Lawrence E. N.
1969 High values of atmospheric pollution in summer at Kew and the associated weather.—*Atm. Env.*, v. 3, N 2, p. 123—133.
- Leone I. A.
1966 The role of wind parameters in determining SO_2 concentration in Carlstadt, New Jersey.—*Int. J. Air Wat. Poll.*, v. 10, N 21.
- Leavitt J. M. et al.
1971 Meteorological program for limiting power stack emission.—*J. Air Poll. Contr. Ass.* v. 21, N 7, p. 400—405.
- Lioy P. et al.
1980 The distribution and transport of sulfate „species“ in the New York metropolitan area during the 1977 summer aerosol study.—*Atm. Env.*, v. 14, N 12, p. 1391—1408.
- Liu C. V., Goodin W. K.
A two-dimensional model for the transports in an urban basin.—*Atm Env.*, v. 10, N 7, p. 513—526.
- Lukas D.
1958 The atmospheric pollution of cities.—*Int. J. Air Water Poll.*, 1, p. 71—84.
- Lyons W., Ollson L.
1973 Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze.—*Mon. Wea. Rev.*, v. 101, p. 387—403.
- Mahoney J. R., Egan B. A.
1972 A mesoscale numerical model of atmospheric transport phenomena in urban areas.—In: *Proc. 2nd Int. Air Pollut. Conf. Washington*, p. 1152—1157.
- Malberg H., Röder W.
1981 Statistical methods of local wind and SO_2 forecast.—*Publ. Zentr. Met. Geodyn.*, Wien, v. 253, p. 211—214.
- Malet L. M., Joukoff A.
1978 Meteorological factors and air pollution index.—In: *Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO*, N 510, p. 135—142.
- Manier G.
1975 Vergleich zwischen Ausbreitungsklassen und Temperaturgradienten.—*Met. Rundschau*, Bd 28, N 1, S. 6—11.
- March K. J., Foster M. D.
1967 An experimental study of the dispersion of the emissions from chimneys in Reading.—*Atm. Env.*, v. 1, p. 527—550.
- McBean G. A. et al.
1979 The planetary boundary layer.—*WMO Tech. Note*, N 165. 202 p.
- McCollister G., Wilson K.
1975 Linear stochastic models for forecasting daily maxima and hourly concentrations of air pollution.—*Atm. Env.*, v. 9, p. 417—423.
- McCormick R. A.
1970 Meteorological aspects of air pollution in urban and industrial districts.—*WMO Tech. Note*, N 106, p. 1—30.
- McRae G., Goodin W., Seinfeld S.
1982 Development of a second-generation mathematical model for urban air pollution. I. Model formulation.—*Atm. Env.*, v. 16, N 4, p. 679—696.
- Meade P. J.
1960 Meteorological aspects of peaceful uses of atomic energy.—*WMO Tech. Note*, N 97.
- Melli P., Fronza G.
1981 An application of a pollution episode prediction derived from a *K*-theory model.—In: *Air pollution Modeling and its Application. I. Ed. C. D. Wispelaere*. N. Y., p. 639—652.
- Meroney R. W. et al.
1975 Modelling of atmospheric transport a fumigation at shoreline sites.—*Boundary-Layer Met.*, v. 9, p. 69—90.

- Merino M. et al.
1973 Mathematical model for air pollution forecasting.—Probl. 3rd Int. Clean Air Congresses. Dusseldorf. VDJ Verlag, p. B59—B65.
- Merz P. H. et al.
1972 Aerometric data analysis time series analysis and forecast of an atmospheric smog diagram.—Atm. Env., v. 6, p. 319—342.
- Michaelis E. E.
1972 Solid air pollution.—Clean Air, v. 1, N 4.
- Miller E. M., Niemayer L. E.
1963 Air pollutions potential forecasts. A years experience.—J. Air Poll. Contr. Ass., N 5.
- Miller M., Holzworth G.
1967 An atmospheric diffusion model for metropolitan areas.—J. Air Poll. Contr. Ass., N 1, p. 46—50.
- Misra R. K.
1980 Dispersion from tall stacks into a shore line environment.—Atm. Env., v. 14, N 4, p. 397—400.
- Misra R., Onlock S.
1982 Modelling continuous fumigation of Nanticoke generating station plume.—Atm. Env., v. 16, N 3, p. 479—490.
- Mitchell J. M.
1961 The temperature of cities.—Weatherwise, v. 14, p. 229.
- Mosher J. C., Ficher E. L., Brunelle M. F.
1972 Ozone alerts in Los Angeles Country 1955—71.—In: Air Poll. Contr. Ass. Country of Los Angeles. Los Angeles.
- Munn R. E.
1972 A study of suspended particulate air pollution at two location in Toronto, Canada.—Atm. Env. v. 6, p. 311—318.
- Munn R. E. et al.
1972 Dispersion and forecasting of air pollution.—WMO Tech. Note, N 121.
- Myrop L. O.
1969 A numerical model of the urban heat island.—J. Appl. Met., v. 8, N 6.
- Nester R.
1967 Distribution des concentrations autour d'une source ponctuelle continue par vent nul.—Bull. Tech. Suisse Romande, N 25, p. 347—350.
- Newall H. E., Eaves A.
1962 The effect of wind speed and rainfall on the concentration of sulphur dioxide in the atmosphere.—Int. J. Air Wat. Poll., 1962, v. 6, p. 173—178.
- Newman E., Spiegler D.
1974 Operational experience with an air quality control system. Air MAPR.—In: Symp. Atm. Diff. Air Poll., Santa Barbara. AMS, p. 330—338.
- Niemeyer L.
1960 Forecasting air pollution potential.—Mon. Wea. Rev., v. 88, N 3.
- Nieuwstadt F.
1981 The study state and resistance lows of the nocturnal boundary layer.—Boundary—Layer Met., v. 20, N 1, p. 3—18.
- Nieuwstadt F., Driedonks E. A.
1979 The nocturnal boundary layer: a case study compared with model calculations.—J. Appl. Met., v. 18, N 11, p. 1397—1405.
- Nieuwstadt F., Van Dop H. (ed.)
1981 Atmospheric turbulence and air pollution modelling.—D. Reidel. 358 p.
- Okamoto H., Ohba R.
1978 Numerical analysis of gas diffusion over a mountain in thermally stratified flow.—In: Pap. WMO Symp., Norrköping, WMO N 510, p. 96—104.
- Oke T. R.
1969 Towards a more rational understanding of the urban heat island.—Climatol Bull., N 5, Montreal.

- Oshima et al.
1974 A viable system of biological indicators for monitoring air pollutants.—*J. Air Poll. Contr. Ass.*, v. 24, N 6, p. 576—578.
- Ozoe H., Shibata T., Sayama H., Ueda H.
1983 Characteristics of air pollution in the presence of land and sea breeze—a numerical simulation.—*Atm. Env.* v. 17, N 1, p. 35—42.
- Panofsky H. A.
1963 Determination of stress from wind and temperature measurements.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, v. 89, p. 495—502.
- Pasquill F.
1962 Atmospheric diffusion.—London: Van Nostr. Co. Ltd. 298 p.
1971 Atmospheric dispersion of pollution.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, v. 97, p. 369—395.
1974 Atmospheric diffusion. 2nd ed/J. Willey, N. Y. 429 p.
- Peszeley G.
1959 Die Luftverunreinigung in Budapest verschiedenen makrosynoptischen Lagen.—*Z. Met.*, H 13, p. 1—6.
- Peters L. K., Richards L. W.
1977 Extension of atmospheric dispersion models to incorporate fast reversible reactions.—*Atm. Env.*, v. 11, N 2, p. 101—108.
- Peterson S.
1970 Distribution of sulfur dioxide over metropolitan St. Luis as described by empirical eigen vectors and meteorological parameters.—*Atm. Env.*, v. 4, N 5, p. 501—518.
- Peterson J. T., Demerjian K. L.
1976 The sensitivity of computed ozone concentrations to u. v. radiation in the Los Angeles area.—*Atm. Env.*, v. 10, N 6, p. 459—468.
- Pielke R.
1974 A three-dimensional numerical model of the breezes over South Florida.—*Mon. Wea. Rev.*, v. 102, p. 115—139.
- Pooler F. A.
1966 A tracer study of dispersion over a city.—*J. Air Poll. Contr. Ass.*, v. 11.
- Prahl L. P., Christensen M.
1977a Validation of multiple source gaussian air quality model.—*Atm. Env.*, v. 11, N 9, p. 791—796.
1977b Long-range transmission of pollutants simulated by two-dimensional pseudospectral dispersion model.—*Atm. Env.*, v. 11, N 9, p. 791—796.
- Pristov S.
1978 Vorhersage der Luftverunreinigung für Talbecken.—*Veröff. Schweiz. Met. Zentralanst.*, N 40, S. 67—70.
- Programme short-, medium- and long-range weather prediction research.
1979 Numerical weather prediction. Progress report for 1979. WMO. 210 p.
- Puttock J. Hunt I.
1979 Turbulent diffusion from sources near obstacles with separated wakes.—*Atm. Env.*, v. 13, N 1, p. 1—13.
- Ragland K. W.
1976 Forecast ambient air concentration from point sources using the Gaussian plume model.—*Atm. Env.*, v. 10, N 5, p. 371—374.
- Rao K., Stevens M.
1983 Pollution episodic model user's guide.—NOAA Tech. Memo. ERL ARL-125.
- Reible D., Shair F., Aris R.
1983 A two-layer model of the atmosphere indicating the effects of mixing between the surface layer and the air aloft.—*Atm. Env.*, v. 17, N 1, p. 25—34.
- Remsberg E. E., Woodbury G. E.
1983 Stability of the surface layer and its relation to the dispersion of primary pollutants in St. Luis.—*J. Clim. Appl. Met.*, v. 22, N 2, p. 244—255.

- Reuter H.
1964 Über den Einfluss meteorologischen Parameter auf die Lage der Maxima Immissions Konzentrationen am Boden bei vorgegebener emissionsquelle.— Arch. Met. Geod. Bioklim.(A), H 1, S. 56—68.
- Reynolds S. D. et al.
1973 Urban air shed photochemical simulation model study, v. 1. Contract N 68-02-0339, U. S. EPA W., 142 p.
- Reynor G. S. et al.
1974 Studies of atmospheric diffusion from a nearshore oceanic site.— J. Appl. Met., v. 17, p. 1080—1094.
- Reynor G. S. et al.
1979 Formation and characteristics of coastal interval boundary layers during onshore flows.— Boundary-Layer Met., v. 16, N 4, p. 487—514.
- Rossby C. G., Montgomery R. B.
1935 Pap. Phys. Oceanogr. and Meteorology. Mass Inst. Tech., v. 3, N 3.
- Runca E., Melli P., Spirito A.
1979 Real time forecast of sulphur dioxide concentrations in the Venetian lagoon region. P. 1. Advection diffusion model. IIASA, Laxenberg. 24 p.
- Saito O., Takeda H.
1978 Prediction model of air pollution adapted to pattern of daily fluctuation.— In: Proc. IFAC. Symp., Kyoto, 1977, v. 1. Oxford, p. 287—294.
- Sawagiri Y. et al.
1978 Statistical prediction of air pollution levels based on Kalman filtering method.— In: Proc. IFAC Symp., Kyoto, 1977, v. 1. Oxford, p. 197—204.
- Sawai T.
1978 Formation of the urban air mass and the associated local circulation.— J. Met. Soc. Japan, ser. 11, v. 56, N 3.
- Schmidt F. H., Velds C.
1969 On the relations between changing meteorological circumstances and the decrease of the SO concentrations around Rotterdam.— Atm. Env., v. 3, p. 455—460.
- Schmidt F. H., Velds C.
1976 Seminars of the treatment of the boundary layer in numerical weather prediction.— Bracknell: ECMRWF. 372 p.
- Shair F. H. et al.
1982 Transport and dispersion of airborne pollutants associated with the land—sea breeze system.— Atm. Env., v. 16, N 9, p. 2043—2054.
- Shir C. G., Shieh L. S.
1974 A generalized urban air pollution model and its application to the study of SO₂ distributions in the St. Luis Metropolitan Area.— J. Appl. Met., v. 13, p. 185—204.
- Sladek S.
1975 Vztahy mezi rezinim znečisteni ovzduši a počasím v severozápadní části Prahy.— Met. Zpravy, 1975, v. 28, N 4, p. 97—103.
- Smeda M.
1979 Incorporation of planetary boundary-layer process into numerical forecasting models.— Boundary-Layer Met., v. 16, N 2, p. 115—130.
- Smith M. E.
1973 Recommended guide for the prediction of the dispersion of airborne effluents.— ASME N. Y., 85 p.
- Soeda T.
1979 ARIMA forecasts and GDMN Forecasts of air quality.— In: Workshop on Math. Models for Planning and control of Air Quality. IIASA, Laxenburg. 82 p.
- Steinhauser F.
1971 Ergebnisse Mesjähriger Beobachtungen der Staubbilagungen in Österreich.— Watter und Leben, N 5—6, S. 89—102.
- Stephens E. R.
1969 Chemistry of atmospheric oxidants— J. Air Poll. Cont. ass; N 3, p. 181—185.

- Stern A., ed.
1970 Proceeding of the Symposium on Multiple Source Diffusion models. U. S. EPA.
- 1976 Air pollution. 3rd ed, v. 5, N. Y.; Academic Press, 800 p.
- Stümke
1964 Berücksichtigung vereinfachter Geländetypen bei der Berechnung der turbulenten Ausbreitung vor Schornsteingasen.— Staub, Bd 24.
- Suess M. J., Crastford J. R., eds
1976 Manual on urban air quality management.— Copenhagen: WHO. 200 p.
- Szepesi D. J.
1978 Transmission of sulfur dioxide on local, regional and continental scale.— Atm. Env., v. 12, N 1—3, p. 529—536.
- Szepesi D. J.
1984 Multiple-source model for air pollution forecasting. Air Pollution Forecasting.— In: Pap. WMO RA-VI Meeting, p. 28—37.
- Tapp M., White P.
1976 A non-hydrostatic mesoscale model.— Quart. J. Roy Met., Soc., v. 102, N 432, p. 277—298.
- Taylor P. A.
1977 Some numerical studies of surface boundary layer flow above gentle topography.— Boundary-Layer Met., v. 11, N 4, p. 439—466.
- Tennekes H.
1973 A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer.— J. Atm. Sci., v. 30, p. 558—567.
- The OECD Programme on a Long-Range Transport of Air Pollutants.
1977 Paris.
- Thorpe A., Yuymet T.
1977 The nocturnal jet.— Quart. J. Roy. Met., Soc., v. 103, N 438, p. 633—655.
- Tokumaru H., Habata O.
1978 Statistical prediction of air pollution levels by mixed order multi-variable AR scheme.— In: Proc. IFAC Symp., Kyoto, v. 1. Oxford, p. 213—218
- Turner B.
1961 Relationship between 24 hour mean—air quality measurements and meteorological factors in Nashville, Tenn.—J. Air Poll. Contr. Ass. N 11, p. 483—489.
1963 A diffusion model for an urban areas.— J. Appl. Met., N 1.
1970 Workbook of atmospheric dispersion estimates U. S. EPA. AP-26.
1979 Atmospheric dispersion modeling. A critical review.— J. Air Poll. Contr. Ass., p. 502—519.
- Ulig S.
1965 Bestimmung der Stabilitätsgrade der Luft an Hand von Wettermeldungen.— Mitteilungen den Deutschen Wetterdienstes. S. 436.
- Urban climates.— WMO Tech. Note, N 108.
1970
- Van der Auwera
1982 First ND Pc. areal SO₂ forecasts.— Publ. Inst. Roy. Met., Belg. (A), N 109. 34 p.
- Van Dop H., Kruijsinga S.
1976 The decrease of sulphur dioxide concentrations near Rotterdam.— Atm. Env., v. 10, N 1, p. 1—4.
- Van Dop et al.
1979 Revised estimates for continuous shoreline fumigation.— J. Appl. Met., v. 18, p. 133—137.
- Venkatram A.
1977 A model of internal boundary layer development.— Boundary-Layer Met., v. 11, p. 490—499.
- Vogt K., Geiss H., Polster G.
1978 New sets of diffusion parameters resulting from tracer experiments

with 50 and 100 m release height.—In: Proc. 9th Int. Tech. Meeting on Air Poll. Modeling and its Applic., N 103, NATO Comm., p. 221—239.

Vucovich P. M. et al.

1976 A theoretical study of the St-Luis heat island: The wind and temperature distribution.—J. Appl. Met., v. 15, N 5, p. 417—440.

1978 A theoretical study of the St-Luis heat island some parameters variations.—J. Appl. Met., v. 17, N 11, p. 1585—1594.

Weatherly M. L.

1972 Effects of suspension of smoke control orders on smoke concentrations.—Clean Air, N 6, p. 9—10.

Wiin-Nielsen A.

1974 Vorticity, divergence and vertical velocity in a baroclinic boundary layer with a linear variation of the wind. Boundary-Layer Met., v. 6, N 3/4, p. 459—476.

Wippermann F.

1973 The planetary boundary layer of the atmosphere.—In: Deuts. Wetterdienst, Offenbach a M. 344 p.

Wippermann F., Klug W.

1960 Schorsteinmindesthöhen. Darmstadt.

Witz S., Larm A., Evin B., Moore A.

1982 The relationship between concentration of traffic-related pollutants at a Los Angeles site.—J. Air Poll. Contr. Ass., v. 32, N 6, p. 643—644.

WMO Symposium on the Long-Range Transport of pollutants. Sofia. WMO, 1979 N 538. 416 p.

Yamada T.

1979 Prediction of the nocturnal surface inversion height.—J. Appl. Met., v. 18, N 4, p. 526—531.

Yu T. W.

1978 Determining height of the nocturnal boundary layer.—J. Appl. Met., v. 17, p. 28—33.

Zannetti P. et al.

1977 Meteorological factors affecting SO₂ pollution levels in Venice.—Atm. Env., v. 11, N 7, p. 605—616.

Zdunkowski W. G., Nielsen B. C.

1969 Preliminary prediction analysis radiation fog.—Pageogh., v. 75a.

Zeldin M., Bennett C., Kinnly J.

1979 Statistical methods for forecasting air quality levels in the South coast air basin.—In: 6th Conf. on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences. Banff, p. 55—62.

Zeman O.

1979 Parameterization of the dynamics of stable boundary layers and nocturnal jets.—J. Atm. Sci., v. 36, N 5, p. 792—804.

Zimmerman S., Thomson R.

1975 User's guide for a Highway air pollution. Meteor. EPA Research Triangle Park, p. 60.

**Автоматизированная система контроля за-
грязнения воздуха (АСКЗВ)** 95, 96, 114,
151, 152, 163, 235, 242, 246

Атмосферная (турбулентная) диффузия
18, 20, 38, 40, 49, 80, 84, 88
в условиях застройки, города 88, 89, 110,
218—225
в условиях сложного рельефа 20, 110,
209—211

Влияние метеорологических условий 26,
116—121, 127—131, 133, 148, 208—223

Влияние осадков 119, 121, 126, 130, 131,
148, 150, 166, 178, 242, 243

Выбросы в атмосферу 226—237
аварийные 6, 7, 226, 236
автотранспорта 90, 114, 115, 120, 123, 179,
230, 236
залповые 6, 7, 226
контроль 235—236
нагревые (горячие) 47, 69, 70, 109
нормирование 6, 7, 227—229
регулирование 5, 78, 230—236
холодные 69—70, 109, 110

Гауссово распределение
вероятностей 36
концентраций 40—45, 85, 92, 105
модели 17, 18, 70, 93, 102

Дальний (трансграничный) перенос 241—
244

Загрязнение воздуха (атмосферы)
годовой ход 112—116
интегральная доза 80—86, 145—156
интегральный показатель 145—151
контроль 235—236
суточный ход 112—116

Застой воздуха 98—104, 122, 133, 147, 180,
183

Инвентаризация выбросов 243
Инверсия температуры 50—52, 98—104, 122,
125, 179—197, 215, 223—224

высота, мощность 108, 119, 192
приземная 50, 117, 150, 182, 183, 185,
187—193, 206, 207
приподнятая 51—52, 84, 93, 98—101, 108,
110, 117—119, 124, 179—195, 208, 221, 223—
224

Инерционные факторы 6, 17, 111, 125—127,
130, 140, 144, 146, 148—150, 154, 157—159

Источник
аэрационный фонарь 71—74
вентиляционный 71
высокий 41, 44, 89, 90, 93
линейный 28, 29, 71—79, 111
паземный 44, 71—79
низкий 49, 146, 180, 235
площадной 80—86, 92, 93—108, 111
точечный 27—32, 66—71, 74, 80, 82, 108
труба дымовая, вентиляционная 71, 101,
142

Кислотные осадки (дожди) 55, 241, 244

Кластеры 163—167, 176

Климатические характеристики 112—116,
187—191

Концентрация примеси
годовой ход 112, 113
разовая 66
среднесуточная 92, 112—116
предельно допустимая (ПДК) 6, 8—12,
35
суточный ход 105—108, 113—115, 174, 175

Коэффициент (турбулентного) обмена
вертикальная составляющая 18—23, 35,
65, 78, 98—101, 107, 117, 118, 217
горизонтальная составляющая 18, 19, 28,
107

Линии тока 61—63

Масштаб Моинна—Обухова 23—25, 194—195

Метеорологические условия
аномальные 15—17, 22, 48, 55, 97, 98, 109,
179, 226, 227, 229

критерии опасности 8—17
неблагоприятные (опасные) нормальные
22, 55, 68, 76, 78, 88, 90, 109, 135, 229

Методы статистического анализа
дискриминантного анализа 163—177

группового учета аргументов (МГУА)
160—162
разложения на естественные ортогональ-
ные функции 141—145
распознавание образов 162—163

Микроклимат
города 218—225
неоднородной местности 58—65, 209—211

Моделирование
аэродинамическое 59, 209—211, 225
математическое (численное) 26—40, 49—
51, 58—65, 71—76, 80—84, 89—94, 96, 98—
101, 179, 185, 186, 201, 202, 210—217

Начальный подъем примеси 45—48, 52—53

Нормативы выбросов
временно согласованные выбросы (ВСВ)
227—229
предельно допустимые выбросы (ПДВ)
227—230

Остров тепла 218—222

Пограничный слой атмосферы 20—24, 59,
178, 179, 191, 193, 201, 221
высота 21, 191, 193—195

Потенциал
загрязнения атмосферы (ПЗА) 9, 150,
179—184

скоростей 61, 62, 64

Потенциальное течение 60—65

Потоковые координаты 60—65

Предикторы 111—124, 167, 174, 178

Приземный слой атмосферы 20—25, 31, 110,
179, 221

высота 20—23

квазистационарность 202

Примесь
газобразная, легкая 28—31, 33, 38, 54,
68, 109

иссохоряющаяся (превращающаяся) 18

тяжелая 31—35, 38, 68, 101, 109

Прогноз
метеорологических условий 178—225
загрязнения атмосферы 16, 17—177
оправдываемость 126, 133, 148, 154, 159,
160, 163, 166, 237—239, 240, 241

синоптический 120—122, 195—201

статистический 111—177

успешность, эффективность 133, 153, 237—
241

Радикация солнечная 126, 186, 218

Регрессия 130, 156

авторегрессия 127, 130, 133, 152, 154, 156,
157, 176

линейно-логарифмическая 131—133

множественная линейная 123, 125—133

полинейная 156—162

последовательная графическая 157—162

Регулирование выбросов 226, 229, 232—234
загрязнения атмосферы 230—234

Скорость ветра
геострофическая 21, 202, 204, 207, 222, 224
опасная 67, 69, 87, 108

Среднезвешенная опасная 86, 88, 108

Слой перемешивания 93, 107, 118, 133, 144, 179—182, 198

Смог 8

лондонского типа 55—56, 104
лосанджелесского типа (фотохимический) 56—58, 104—106, 164, 236

Стратификация 21, 52, 195—200

безразличная (равновесная, нейтральная) 21, 24, 43, 44, 82, 84, 117, 179, 180, 194, 203

неустойчивая 21, 24—26, 82—84, 94, 179, 180, 194, 203

устойчивая (инверсионная) 21, 24—26, 44, 76, 94, 117, 118, 121, 130, 179, 180, 203

Температура воздуха

годовой ход 187

суточный ход 185—187

Тетрон 41

Трансформация воздушных масс 195

Трассер 44, 55, 89, 117

Туман 53—55, 113, 126, 212—217, 224

адвективный 215—217

радиационный 59, 193, 212—217

речной 215—217

Турбулентный обмен (рассеивание примеси) 18, 35, 58

Уравнения

атмосферной диффузии 17—20, 26—39, 47, 77, 78, 93—96, 101, 103, 107, 245

баланса энергии турбулентности 22, 60, 201

Винера—Хопфа 134

динамики движения атмосферы 47, 59, 60, 64

переноса влаги 54, 212—219

притока тепла 54, 64, 185, 186, 191, 212—217

Устойчивость атмосферы 82, 85

классификация 24, 25, 42, 44, 71

показатели 23—25, 39, 51, 67, 122

Факел газовый, дымовой 26

Фильтрация случайных процессов 96, 133—140

по Калману (фильтр Калмана) 95, 96, 139, 140

по Колмогорову—Винеру (оптимальная) 133—139

Фумпгация (задымление) 26, 103, 208

Число Ричардсона 51, 122

Шероховатость подстилающей поверхности 22, 25, 30, 43, 44, 67, 200—203, 225

Штиль 47, 49—51, 97, 98, 103, 104, 109, 110, 122, 182, 205

Эффективная высота источника (начальный подъем) 12, 13, 45—48, 52, 53, 66, 73, 77, 82, 84, 91, 102—104, 108—110

Оглавление

Предисловие	3
Введение	5
<i>Глава 1. Критерии опасности загрязнения атмосферы и их использование при прогнозе</i>	<i>8</i>
1.1. Использование предельно допустимых концентраций	—
1.2. Критерии опасности загрязнения атмосферы для растений	12
1.3. Критерии качества воздуха для особо опасных условий	15
<i>Глава 2. Физические основы прогноза загрязнения воздуха</i>	<i>17</i>
2.1. Прогностические уравнения	18
2.2. Характеристики турбулентности и скорости ветра в пограничном слое атмосферы	20
2.3. Классификация устойчивости приземного слоя	24
2.4. Типизация метеорологических условий распространения примеси	26
2.5. Интегрирование прогностических уравнений	—
2.5.1. Случай легкой примеси	28
2.5.2. Случай тяжелой примеси	31
2.6. Осреднение концентраций	35
2.7. Использование гауссовых распределений концентраций	40
2.8. Начальный подъем примеси	45
2.9. Аномальное распределение скорости ветра с высотой	48
2.10. Диффузия примеси при штиле	49
2.11. Приподнятая инверсия температуры	51
2.12. Влияние стратификации на начальный подъем примеси	52
2.13. Туманы и смоги	53
2.13.1. Речные и радиационные туманы	54
2.13.2. Смоги	55
2.14. Влияние рельефа	58
<i>Глава 3. Численные методы прогноза загрязнения воздуха</i>	<i>66</i>
3.1. Прогноз максимальных концентраций примеси от отдельных источников	—
3.2. Линейные и наземные источники	71
3.3. Прогноз интегральных характеристик загрязнения воздуха от площадного источника	80
3.4. Совокупность рассредоточенных источников	86
3.5. Сочетание численных и статистических методов прогноза	93
3.6. Учет аномалий в вертикальном профиле скорости ветра и прогноз загрязнения воздуха при штиле	97
3.7. Учет приподнятой инверсии и ее сочетания со штилем	98
3.8. Прогноз смогов	104
3.9. Практические рекомендации	108
<i>Глава 4. Статистические методы прогноза загрязнения атмосферы</i>	<i>111</i>
4.1. Выбор предикторов	—
4.1.1. Годовой и суточный ход загрязнения воздуха	112
4.1.2. Влияние отдельных метеорологических величин	116
4.1.3. Использование спектрального анализа	119
4.1.4. Учет синоптической обстановки и влияние комплекса факторов	120
4.2. Методы прогноза на основе множественной линейной регрессии	125
4.2.1. Прогноз концентрации примеси	—
4.2.2. Совместный прогноз загрязнения воздуха и метеорологических величин. Методы авторегрессии	127
4.2.3. Использование линейно-логарифмической регрессии	131
4.3. Фильтрация случайных процессов	133
4.3.1. Методы оптимальной фильтрации Колмогорова и Винера	—

4.3.2. Фильтр Калмана	139
4.4. Применение метода разложения на естественные ортогональные функции	141
4.5. Прогноз интегральных показателей загрязнения воздуха в городе. Использование синоптических методов	145
4.5.1. Интегральные показатели	—
4.5.2. Интегральная по площади доза	151
4.6. Методы нелинейной регрессии	156
4.6.1. Обобщение авторегрессионных моделей	—
4.6.2. Последовательная графическая регрессия	157
4.6.3. Метод группового учета аргументов	160
4.7. Метод распознавания образов	162
4.8. Использование дискриминантного анализа и введение кластеров	163
<i>Глава 5. Прогноз неблагоприятных метеорологических условий</i>	<i>178</i>
5.1. Использование сведений общего прогноза погоды	—
5.2. Прогноз потенциала загрязнения атмосферы	179
5.3. Прогноз устойчивости приземного слоя воздуха и вертикального профиля температуры	184
5.3.1. Использование теории суточного хода температуры воздуха	185
5.3.2. Климатологические характеристики и эмпирические зависимости	187
5.3.3. Расчетные методы прогноза высот инверсии и пограничного слоя	191
5.4. Синоптические методы прогноза стратификации	195
5.4.1. Учет трансформации воздушных масс	—
5.4.2. Использование карт барической топографии 925 гПа	197
5.5. Прогноз вертикального распределения ветра	200
5.5.1. Результаты теоретических исследований	201
5.5.2. Высота штилевого слоя	204
5.5.3. Мезоструи	206
5.6. Учет горизонтальных неоднородностей подстилающей поверхности	208
5.6.1. Бризовая циркуляция	—
5.6.2. Условия холмистой местности	209
5.7. Прогноз туманов	212
5.7.1. Радиационные туманы	—
5.7.2. Адвективные туманы	215
5.8. Влияние города	218
5.8.1. «Остров тепла», его связь с приподнятыми инверсиями и туманами	—
5.8.2. Теоретические исследования	222
5.8.3. Связь загрязнения воздуха с приподнятыми инверсиями и туманами	223
5.8.4. Распределение скорости ветра в городе	224
<i>Глава 6. Регулирование выбросов в атмосферу</i>	<i>226</i>
6.1. Нормирование выбросов	227
6.2. Требуемое снижение выбросов	229
6.3. Общие принципы сокращения вредных выбросов в атмосферу	230
6.4. Практические мероприятия по регулированию выбросов	232
6.5. Усиление контроля за выбросами и загрязнением атмосферы	235
6.6. Уменьшение опасности загрязнения воздуха	236
<i>Глава 7. Эффективность прогноза и дальнейшие задачи</i>	<i>237</i>
7.1. Успешность и результаты прогнозов	—
7.2. Учет дальнего переноса примесей	241
7.3. Очередные задачи	244
Список литературы	247
Предметный указатель	267

Contents

Preface	3
Introduction	5
<i>Chapter 1. Criteria of air pollution hazards and their use for forecasting</i>	8
1.1. Application of maximum permissible concentrations	—
1.2. Criteria of air pollution hazards for vegetation	12
1.3. Air quality criteria for especially dangerous conditions	15
<i>Chapter 2. Physical bases of air pollution forecasting</i>	17
2.1. Prognostic equations	18
2.2. Turbulency and wind speed parameters in the atmospheric boundary layer	20
2.3. Classification of surface air layer stability	24
2.4. Typification of meteorological conditions of pollutant diffusion	26
2.5. Integration of prognostic equations	—
2.5.1. Fine particle pollutants	28
2.5.2. Heavy pollutants	31
2.6. Averaging of concentrations	35
2.7. Application of Gaussian distributions of concentrations	40
2.8. Initial plume rise	45
2.9. Anomalous distribution of wind speed with height	48
2.10. Pollutant diffusion under calms	49
2.11. Elevated temperature inversion	51
2.12. Stratification effect on the initial plume rise	52
2.13. Fogs and smogs	53
2.13.1. Riverine and radiation fogs	54
2.13.2. Smogs	55
2.14. Relief effect	58
<i>Chapter 3. Numerical methods of air pollution forecasting</i>	66
3.1. Forecast of maximum pollutant concentrations for single sources	—
3.2. Linear and surface sources	71
3.3. Forecast of integral air pollution parameters for area source	80
3.4. Groups of dispersed sources	86
3.5. Combination of numerical and statistical forecasting methods	93
3.6. Allowance for anomalies in vertical wind speed profiles and air pollution forecasting for calms	97
3.7. Allowance for elevated inversions and for their combination with calms	98
3.8. Smog forecasting	104
3.9. Practical recommendations	118
<i>Chapter 4. Statistical methods of air pollution forecasting</i>	111
4.1. Selection of predictors	—
4.1.1. Annual and daily course of air pollution	112
4.1.2. Effects of individual meteorological elements	116
4.1.3. Application of spectral analysis	119
4.1.4. Allowance for synoptic situation and influence of multiple factors	120
4.2. Forecasting methods based on multiple linear regression	125
4.2.1. Forecasting of pollutant concentration	—
4.2.2. Joint forecast of air pollution and meteorological elements. Autoregression methods	127
4.2.3. Application of linear-logarithmic regression	133
4.3. Filtration of random processes	—
4.3.1. Methods of optimal filtration suggested by Kholmogorov and Wiener	—

4.3.2. Kalman's filter	139
4.4. Application of method of expansion in empirical orthogonal functions	141
4.5. Forecasting of integral parameters of urban air pollution. Application of synoptical methods	145
4.5.1. Integral parameters	—
4.5.2. Dosage area product	151
4.6. Nonlinear regression methods	156
4.6.1. Generalization of autoregression models	—
4.6.2. Successive graphycal regression	157
4.6.3. Group method of data handling	160
4.7. Method of image identification	162
4.8. Application of discriminant analysis and introduction of clusters	163
<i>Chapter 5. Forecast of unfavourable meteorological conditions</i>	<i>178</i>
5.1. Application of general weather forecast	—
5.2. Forecasting of surface layer and vertical temperature profile stability	179
5.3. Forecasting of air pollution potential	184
5.3.1. Application of daily air temperature course theory	185
5.3.2. Climatic parameters and empirical dependences	187
5.3.3. Calculation methods for inversion and boundary layer height	191
5.4. Synoptical methods of stratification prediction	195
5.4.1. Allowance for air mass transformation	—
5.4.2. Application of 925 gPa pressure charts	197
5.5. Forecasting of vertical wind speed distribution	200
5.5.1. Results of theoretical investigations	201
5.5.2. Calm layer height	204
5.5.3. Mesostreams	206
5.6. Allowance for horizontal inhomogeneities of the underlying surface	208
5.6.1. Breeze circulation	—
5.6.2. Hilly relief conditions	209
5.7. Fog forecasting	212
5.7.1. Radiation fogs	—
5.7.2. Advection fogs	215
5.8. Urban effect	218
5.8.1. Heat island, its correlation with elevated inversions and fogs	—
5.8.2. Theoretical investigations	222
5.8.3. Correlation between air pollution and elevated inversions and fogs	223
5.8.4. Urban wind speed distribution	224
<i>Chapter 6. Regulation of emissions into the atmosphere</i>	<i>226</i>
6.1. Standartization of emissions	227
6.2. Required decrease of emissions	229
6.3. General principles of reduction of noxious emmissions into the atmosphere	230
6.4. Practical measures on emission regulation	232
6.5. Increase of control on emissions and air pollution	235
6.6. Decrease of air pollution danger	236
<i>Chapter 7. Efficiency of forecasting and further problems</i>	<i>237</i>
7.1. Results and scill score of forecasts	—
7.2. Allowance for long-range pollutant transport	241
7.3. Further problems	244
References	247
Indices	267