

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. Г. ГОЛОВИНА

ОСОБЕННОСТИ АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ
НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ
АТМОСФЕРЫ В НИЗКИХ ШИРОТАХ

*УТВЕРЖДЕНО УЧЕНЫМ СОВЕТОМ В КАЧЕСТВЕ
УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ*

ЛЕНИНГРАД
1990

УДК 551.510.42

Головина Е. Г. Особенности антропогенного влияния на метеорологический режим атмосферы в низких широтах. Учебное пособие. Л., изд. ЛГМИ, 1990, 83 с.

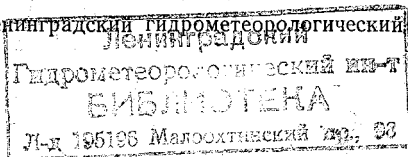
В учебном пособии рассмотрены особенности антропогенного воздействия на состояние атмосферы в районе низких широт. Проанализирована изменчивость метеорологического режима атмосферы городов. Сделан краткий обзор методов моделирования микроклимата города и анализ условий распространения примесей в городской атмосфере.

Учебное пособие предназначено для иностранных и советских учащихся гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

Илл. 19. Табл. 2. Библ. 6.

Рецензенты: кафедра климатологии ЛГУ; Л. С. Ивлев, д-р физ.-мат. наук, НИИФ.

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1990



ВВЕДЕНИЕ

Антропогенное изменение состояния атмосферы начало проявляться несколько тысяч лет тому назад в связи с развитием земледелия. Во многих районах для обработки земли уничтожалась лесная растительность, что приводило к увеличению скорости ветра у земной поверхности, некоторому изменению режима температуры и влажности нижнего слоя воздуха, почвы, испарения и речного стока. В настоящее время антропогенное изменение окружающей среды значительно возросло. Поэтому весьма актуальным является решение задач, связанных с этой проблемой.

В учебном пособии рассматривается влияние антропогенных факторов на состояние атмосферы в широтах ниже 35° , что фактически соответствует зоне тропического климата. Особенности тропического климата заключаются в устойчивой жаркой погоде в течение всего года и весьма неравномерном распределении по территории и во времени атмосферных осадков. В тропическом поясе согласно классификации Берга, основанной на учете ландшафтно-географических зон, выделяют следующие климатические зоны: влажного тропического леса, саванн, или тропических лесостепей, тропических степей, тропических пустынь. По схеме Б. П. Алисова, в соответствии с основными характеристиками географических типов воздушных масс, в этих широтах выделяются следующие климатические пояса: пояс экваториального воздуха, экваториальных муссонов, тропический и выше 30° , в некоторых районах выше 32° , субтропический пояс. Таким образом, тропическая зона характеризуется разнообразными климатами, включая и климат обширных горных плато, расположенных в горных системах Африки, Азии и Америки.

К рассматриваемым зонам относится и зона внутри пояса $5-15^\circ$, где наблюдаются особо интересные метеорологические явления и образования — тайфуны, внутритропические зоны конвергенции. В поясе $5-15^\circ$ наиболее часто наблюдаются облачные скопления и облачные гряды, имеющие слож-

ную структуру, четко проявляются полусуточные периоды колебания основных метеорологических величин, отмечаются и другие особенности метеорологического режима.

В период измерения искусственной радиоактивности было обнаружено, что на зону между 10 и 20° широты приходится максимум радиоактивности и что поступающие из верхних слоев радиоактивные вещества как бы вытягиваются вдоль параллели, достигая широты 5°. Затем при благоприятных условиях циркуляции они могут пересечь экватор. Это свидетельствует об особенностях в этом районе циркуляции атмосферы, способствующих глобальному распространению антропогенных примесей.

В связи с особенностями метеорологического режима атмосферы в низких широтах, влияющих на режим атмосферы Земли в целом, интересно рассмотреть влияние антропогенных факторов на состояние атмосферы в этом районе.

К антропогенным факторам, влияющим на состояние атмосферы в низких широтах, можно отнести, например, аридизацию суши в результате уничтожения лесной и травяной растительности, уменьшение гумусности почв, что влечет к увеличению альбедо на 10—30% и усилению континентальности, учащению явлений опускания воздушных масс, способствующих их иссушению и уменьшению количества осадков. В Судане вторжение песков из-за вырубки леса уничтожило почти всю растительность вплоть до 15° с. ш. Пески покрыли все сельскохозяйственные угодья по обоим берегам Нила.

В районах низких широт антропогенное загрязнение атмосферы является результатом развития промышленности, расширением градостроительства и выжигания лесов под посевы в широкой сельскохозяйственной полосе. Спутниковые системы слежения позволили выявить дымовые шлейфы от локальных лесных пожаров во Флориде, Аргентине, Мексике, от пожаров кустарников в Нигерии, Республике Чад, Камеруне, дымовые струи травяных пожаров в Судане и Замбии. На территории АРЕ, например, отмечается три области с максимальной концентрацией атмосферных примесей: на юге страны, в Западной пустыне и на Синайском п-ве. Эти области совпадают с областями сильной неустойчивости и слабых скоростей ветра.

Сокращение тропических лесов, особенно джунглей с их огромными деревьями, по-видимому, оказывает существенное влияние на глобальный климат. Так, согласно данным наблю-

дений, за последние 100 лет количество углекислого газа в атмосфере увеличилось примерно на 10%. Как следует из измерений, проведенных на высотной обсерватории Моуна-Лоа, о. Гавайи, значительно удаленном от ближайших источников загрязнений, с 60-х годов скорость повышения концентрации углекислого газа в воздухе растет. Это может быть связано с сжиганием природного топлива по двум причинам: выделением углекислого газа при сжигании; уменьшением площади поверхности, поглощающей углекислый газ. Увеличение концентрации углекислого газа может, как известно, существенно изменить радиационный, а следовательно, тепловой режим атмосферы.

Существенно влияет на состояние атмосферы развитие городов. К числу главных факторов, влияющих на метеорологический режим города, относятся: изменение альбеда земной поверхности, которое для застроенных районов обычно меньше альбеда загородной местности; изменение среднего испарения с земной поверхности, которое в черте города чаще понижено; выделение тепла, создаваемого различными видами хозяйственной деятельности человека, количество тепла может быть сравнимо с количеством солнечной энергии, получаемой на территории города; увеличение в черте города шероховатостей земной поверхности по сравнению с загородной местностью; загрязнение атмосферы различными твердыми, жидкими и газообразными примесями, создаваемыми в ходе хозяйственной деятельности.

В данном учебном пособии рассматриваются основные последствия воздействия антропогенных факторов на состояние атмосферы в районах низких широт. Отмечаются особенности радиационных характеристик городских сооружений в районах низких широт и влияние их на радиационный и тепловой баланс.

Анализируется антропогенное воздействие на термический и ветровой режим атмосферы. В тропических широтах, где большое влагосодержание атмосферы и велика повторяемость конвективной облачности, урбанизация оказывает существенное влияние на режим влажности, облаков и осадков. Последствием загрязнения атмосферы является фотохимический смог, часто наблюдаемый в городах низких широт, где в течение всего года велики потоки солнечной радиации.

Дается обзор методов моделирования микроклимата города и отмечаются особенности решения этой проблемы в экваториальной зоне.

Одной из основных целей построения физически обоснованных моделей пограничного слоя городской атмосферы является исследование рассеяния примесей в атмосфере. Поэтому в учебном пособии определяются метеорологические условия рассеяния и накопления примесей.

Автор выражает благодарность М. М. Коханович, В. Д. Петрушенко, Т. П. Степанюк, Ю. В. Михееву, Р. В. Петровой и другим сотрудникам кафедры МКОА, оказавшим помощь при подготовке учебного пособия.

1. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

1.1. Антропогенные изменения радиационного баланса

В изменении метеорологического режима атмосферы и формировании климата большую роль играет солнечная коротковолновая (КВ) и длинноволновая (ДВ) радиация поверхности земли и атмосферы. Их взаимодействие и соотношение в виде радиационного баланса наряду с другими компонентами теплового баланса обуславливают разнообразие климатов на одних и тех же широтах.

Суммарная радиация, состоящая из прямой J' и рассеянной i солнечной, является основной компонентой радиационного баланса R :

$$R = (J' + i)(1 - r) - B^*, \quad (1.1)$$

где r — альбедо, или отношение отраженной ко всей падающей радиации; B^* — эффективное излучение, равное разности между длинноволновым излучением земной поверхности B_a и встречным излучением атмосферы B_a , поглощенным земной поверхностью.

Количество солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность в тропическом поясе, является наибольшим по сравнению с другими поясами. В различных пунктах тропического пояса годовая амплитуда суточной инсоляции меняется от 13,74 МДж/м² до 16,46 МДж/м² (для широты 60° эти значения меняются от 25,18 до 26,87 МДж/м²).

Альbedo в песчаных пустынях может достичь 30—45%, а для глинистых по механическому составу почв понижаться до 20—30%. Альbedo площадей, занятых сельскохозяйственными культурами, оазисов составляет 10—25%. Таким образом, аридизация суши приводит к значительному увеличению альbedo, т. е. уменьшению радиационного баланса деятельного слоя земли.

Средний за год радиационный баланс суши в тропическом поясе изменяется от 80 до 97 Вт/м². Замечено, что в пустынях с низкой относительной влажностью воздуха и незначительной облачностью он бывает сильно понижен. Это объясняется не только увеличением альbedo поверхности суши, но и большим нагревом почвы, что приводит к увеличению длинноволнового излучения B_z , так как оно по закону Стефана — Больцмана зависит от четвертой степени абсолютной температуры излучающей поверхности.

Изменчивость радиационного баланса влияет на теплообмен в почве, на турбулентный теплообмен между почвой и воздухом и на тепло, затрачиваемое на испарение, что, в свою очередь, отражается на значениях метеорологических величин.

Распределение радиационного баланса в значительной мере подобно распределению КВ- и ДВ-радиации, значительная изменчивость которых определяется концентрацией, свойствами и пространственным распределением аэрозоля.

Анализ результатов самолетных измерений в тропической части Атлантического океана (АТЭП) показал, что в дни пылевых выбросов с Африканского континента, когда образуется сахарский аэрозональный слой (САС), наблюдается резкий максимум поглощения солнечной радиации аэрозолями (около 700 Вт/м²·км) в слое максимума концентрации аэрозоля (3—4,5 км). В пределах САС имеет место нагревание за счет длинноволновой радиации. Над САС лучистый приток тепла близок к нулю вследствие взаимной компенсации коротковолнового и длинноволнового компонентов лучистого притока тепла.

Численное моделирование переноса только КВ радиации показывает, что при альbedo поверхности 10% аэрозольное загрязнение приводит к дополнительному нагреванию атмосферы вблизи земной поверхности примерно на 0,5 К/сут. Измерения, проведенные в Австралии (Новый Южный Уэльс) показали, что, когда вертикальная видимость была менее 0,5 км, а верхняя граница слоя дымки располагалась на вы-

соте 2,9 км (высота Солнца варьировала от -60 до 48°), значение поглощенной КВ радиации, приведенное к нулевому зенитному расстоянию Солнца, составило (6 ± 1) МВт/см². Рассеяние всем слоем аэрозоля превосходит поглощение на 1 МВт/см². Таким образом, если пренебречь влиянием аэрозоля на перенос ДВ радиации, то можно считать, что увеличение аэрозоля приводит к выхолаживанию системы земная поверхность — атмосфера. Однако существенным является влияние аэрозоля на перенос теплового излучения. Так, например, длинноволновой баланс подстилающей поверхности уменьшается на 2,6% при появлении легкой дымки и на 7,1% — при плотной дымке, что также изменяет суммарный радиационный баланс. Интересным является тот факт, что при наличии аэрозоля существенно ослабляется конвекция (на 17% при легкой и на 2,8% при плотной дымке). Аэрозоль стабилизирует атмосферу как за счет увеличения солнечной радиации, так и вследствие усиленного многократного рассеяния. При наличии плотной дымки вблизи подстилающей поверхности возникает слой температурной инверсии, в котором конвективный перенос тепла равен нулю, поэтому радиация становится доминирующим фактором, определяющим перенос тепла. Тепловой режим атмосферы зависит и от радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера R_s :

$$R_s = (J' + i)(1 - r) + Q_n - U_\infty, \quad (1.2)$$

где Q_n — поглощенная атмосферой прямая и рассеянная солнечная радиация; U_∞ — уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы.

Расчеты обнаруживают существенное влияние индикаторы рассеяния и зенитного расстояния Солнца на изменчивость альбедо системы земная поверхность — атмосфера. Так, например, большие зенитные углы Солнца способствуют «похолоданию» (увеличение альбедо системы), а малые — благоприятствуют «потеплению».

Итак, радиационное нагревание атмосферы, обусловленное поглощением солнечной радиации, зависит от альбедо подстилающей поверхности и зенитного расстояния Солнца. В условиях замутненной атмосферы при Солнце в зените радиационное нагревание вблизи подстилающей поверхности, альбедо которой варьирует в пределах 0,1—0,8, может достигать 5—9°С/сут. С ростом зенитного расстояния Солнца ра-

диационное нагревание в нижних слоях атмосферы существенно уменьшается [3]. Возрастание содержания аэрозоля всегда сопровождается увеличением аэрозольного поглощения атмосферы и, следовательно, эффектом нагревания аэрозольного слоя атмосферы. Одновременно происходит, однако, уменьшение прихода суммарной радиации на уровне земной поверхности, т. е. имеет место выхолаживание поверхности. Суммарный эффект определяется значением альбеда земной поверхности.

Как показывает расчет, при Солнце в зените и альбеда поверхности 0,1 (условия, типичные для тропиков) интегральная коротковолновая радиация, поглощенная ясной и замутненной атмосферами, равна 27,1 и 30,6% соответственно, а доля пропущенной атмосферой радиации составляет 62,5 и 55,5%. Увеличение поглощения радиации в случае замутненной атмосферы обусловлено главным образом поглощением радиации в видимой и близкой инфракрасной областях спектра. Экспериментальные исследования показали, что в тропиках для атмосферы, характеризуемой оптической толщиной 0,2 на длине волны 0,55 мкм, вклад аэрозоля в радиационное выхолаживание составляет 2% (в арктических районах — 20%). При высокой относительной влажности вклады аэрозоля и водяного пара могут быть сравнимыми.

Измерения в Мехико (19° с. ш., 2268 м, декабрь 1977 г.), показали, что наличие мощного, толщиной более 2 км, аэрозольного слоя, появившегося в результате сжигания автомобильных покрышек, вызвало повышение температуры воздуха ночью на 2—3 °С и понижение днем на 2 °С. Продолжительность солнечного сияния сократилась на 1 час. Суммарная радиация уменьшилась на 26,8%, а рассеянная возросла на 12%. В целом слой смога вел себя, как облако среднего яруса, в котором аэрозольное поглощение преобладает над рассеянием.

Вследствие влияния атмосферного аэрозоля на термический режим атмосферы отмечается изменение стратификации загрязненной атмосферы. Результаты расчетов, учитывающих влияние приземного слоя аэрозоля толщиной 300 м, показывают, что днем аэрозольный слой сильно прогревается за счет поглощения коротковолновой радиации. Это усиливает неустойчивость атмосферы и способствует переносу аэрозольных загрязнений вверх. Ночью эффект аэрозоля менее отчетлив; при высокой концентрации аэрозоля происходит усиление выхолаживания, что способствует образованию

инверсии над аэрозольным слоем и усилению устойчивости атмосферы.

Влияние аэрозоля проявляется сильнее всего тогда, когда он расположен в нижних слоях тропосферы над темной подстилающей поверхностью. В этом случае обусловленное аэрозолем понижение температуры поверхности, по расчетам, достигает примерно 7 К.

В Национальном Центре исследований по физике атмосферы США выполнены расчеты, учитывающие влияние аэрозоля на перенос коротковолновой и длинноволновой радиации. Результаты показали обусловленное аэрозолем понижение температуры поверхности пустынь. Этот эффект наиболее сильно проявляется не в Сахаре, а на Ближнем Востоке, в Средней Азии и Австралии. Учет влияния аэрозоля на перенос как коротковолновой, так и длинноволновой радиации приводит к повышению зонально осредненных значений температуры.

Интересно отметить, что глобальное загрязнение атмосферы приводит к увеличению концентрации и стратосферного аэрозоля, который может оказать значительное климатическое воздействие. Трехмерное моделирование общей циркуляции атмосферы с учетом аэрозоля позволило обнаружить: 1) понижение температуры поверхности пустынь до 2,5 К, если аэрозоль поглощает только солнечную радиацию; 2) повышение температуры поверхности пустынь до 3,5 К, если принять во внимание влияние аэрозоля на перенос теплового излучения (парниковый эффект); 3) значительное усиление устойчивости атмосферы вблизи поверхности и ослабление в свободной атмосфере; 4) существенную трансформацию поля температуры за пределами запыленной части атмосферы.

Таким образом, глобальное загрязнение атмосферы неоднозначно может влиять на тепловой режим атмосферы. Однако в городах отмечается тренд в сторону увеличения температуры воздуха. Так, например, отмечается рост температуры в Токио с 1920 г. (рис. 1). Причем этот рост превышает региональный тренд. Фукуи провел сравнительный анализ изменений температуры в трех быстро растущих городах и в трех маленьких городках, не испытывавших заметного влияния урбанизации. Тренд температуры, вычисленный по данным 30-летних наблюдений, в первых трех городах составил 0,03 °С, для вторых городов это значение оказалось равным всего лишь 0,01 °С в год.

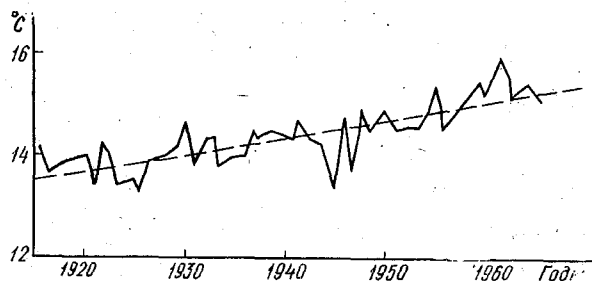


Рис. 1. Тренд средней годовой температуры
в г. Токио

После окончания второй мировой войны, во время которой Токио был разрушен, а впоследствии быстро восстанавливался, рост температуры там составил 1°C . Суточный максимум температуры рос в течение этого периода со скоростью $0,036^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а минимум в течение периода реконструкции (1946—1963 г.г) увеличивался еще быстрее — примерно на $0,047^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

Возглавляющая Фонд ООН для деятельности в области народонаселения Нафис Садик представила демографический прогноз: в развивающихся странах, большая часть которых находится в низких широтах, к началу нового тысячелетия будут находиться 17 из 20 крупнейших городов мира, тогда как в 1980 г. их было 11. Первенство будет принадлежать Мехико и Сан-Паулу, в которых, как предполагается, будут проживать соответственно 27 и 25 миллионов человек. Эти города станут интенсивными источниками антропогенного тепла и атмосферных примесей.

В городах отмечаются разнообразные типы и источники атмосферных загрязнений (табл. 1).

Большинство частиц состоит из углерода или кварца, но они могут содержать также железо, свинец, марганец, кадмий, хром; медь, никель, асбест и др. Загрязнение городов достигает таких размеров, что, например, на деловых улицах Джакарты содержание свинца в воздухе в 17 раз превышает допустимую концентрацию, установленную Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ), а в г. Сан-Паулу, по стан-

Таблица 1

Типы и источники антропогенных загрязнений атмосферы

Типы загрязнения	Антропогенный источник
Твердые аэрозоли	Сгорание топлива. Промышленное производство
Соединения серы	Сгорание жидкого топлива, промышленное производство
Оксид углерода	Двигатели внутреннего сгорания, сгорание жидкого топлива
Углекислый газ	Сгорание жидкого топлива
Углеводороды	Двигатели внутреннего сгорания
Соединения азота	Сгорание жидкого топлива, двигатели внутреннего сгорания

дартам ВОЗ, в 1987 г. 226 дней из 365 должны были объявляться «днями смоговой тревоги».

Химические процессы в городском воздухе, представляющем собой хаотическую смесь самых разных химических веществ, поступающих от многих источников, еще до сих пор детально не изучены. Во многих городах, расположенных в низких широтах, основной вклад в загрязнение атмосферы вносят автомашины, являющиеся источниками CO, NO, NO₂, SO₂ и мелких частиц, содержащих свинец. При достаточном солнечном освещении в этих условиях может образоваться фотохимический смог и связанные с ним вторичные примеси.

Грязно-желтая дымка все чаще наблюдается в атмосфере крупных городов, население которых в 1,5—2 раза увеличилось за последние 5 лет. Рассмотрим влияние городов на состояние атмосферы, в частности радиационный баланс.

Баланс коротковолновой (0,3—3,0 мкм) радиации (B_k) для урбанистического района выше уровня крыш можно записать как

$$B_k = Q\downarrow - Q\uparrow, \quad (1.3)$$

где $Q\downarrow$ — приходящая суммарная коротковолновая радиация; $Q\uparrow$ — отраженная коротковолновая радиация;

$$Q\downarrow = J + i; \quad (1.4)$$

$$Q\uparrow = rQ. \quad (1.5)$$

Хорошо известно, что загрязненная городская атмосфера приводит к ослаблению $Q\downarrow$ относительно наблюдаемых зна-

чений в более чистом сельском воздухе. Это подтверждается исследованиями, например, в Токио, Каире, Лос-Анджелесе, Бет-Дегане (Израиль), Аделаиде (Австралия). Ослабление солнечной радиации зависит от таких факторов, как направление ветра, количество облачности, время года и период осреднения. Даже в атмосфере небольшого города Бет-Дегане, расположенном с подветренной стороны от Тель-Авива, наблюдается ослабление суммарной радиации на 4% в облачные и 7% в безоблачные дни. Возможно, в безоблачные дни образуются продукты фотохимического происхождения, увеличивающие понижение солнечной радиации, дошедшей до поверхности земли.

Исследования Ямашита показали, что уменьшение солнечной радиации связано с концентрацией SO_2 и косинусом высоты Солнца, характеризующим длину пути солнечного луча через слой городской атмосферы. В некоторых городах отмечается понижение солнечной радиации до 39%. При этом обнаружена зависимость ослабления от длины волны излучения. Недавние исследования уменьшения ультрафиолетовой радиации (0,30—0,40 мкм) показали, что урбанистическая атмосфера стремится преимущественно отфильтровать этот диапазон волн. Спектральные исследования Петерсона и Фловенса в Лос-Анджелесе в осенний период отметили понижение УФ радиации на 25—35% и значительно меньшее в видимом диапазоне спектра солнечной радиации.

Согласно результатам исследования конвергенция коротковолновой радиации в пограничном слое наибольшая в полдень. В этот период в нижнем 0,5-км слое коротковолновая конвергенция городской атмосферы была минимум на $0,1^\circ/\text{ч}$ больше, чем в сельской местности. В устойчивых воздушных массах поглощение аэрозолями и некоторыми антропогенными газами может быть существенным, а иногда преобладающей частью радиационного баланса в пограничном слое.

Влияние аэрозолей выражается в двух процессах: поглощение радиации, приводящее к нагреванию атмосферы, рассеяние и отражение солнечной радиации, влияющее на B_k в зависимости от альбедо поверхности и оптических свойств аэрозоля. Над влажными поверхностями (океаны, леса) аэрозоли могут привести к потеплению, но над сухими возможен эффект похолодания.

Исследование Q , J и i для городской и сельской местности Аделаиды определили, что преобладающая роль твердых примесей заключается в увеличении рассеяния. С усилением

турбулентности J уменьшается, а i увеличивается. При высоком солнце и атмосферной дымке J уменьшается более чем на 50%. Увеличение i нередко компенсируется потерей J .

Представляют интерес данные многолетних измерений, проводимых в развивающихся городах. Они явно свидетельствуют о существовании трендов прихода солнечной радиации, заметного не только в большом городе, но и в его окрестности (рис. 2).

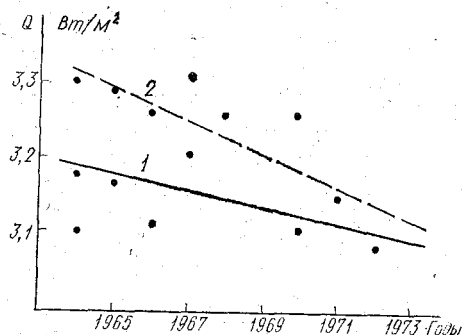


Рис. 2. Изменение суммарной радиации, приходящей на поверхность г. Тель-Авива (1) и его окрестности (2)

Для определения роли городов в изменении радиационного баланса необходимо учитывать альбедные характеристики урбанистических районов. Город можно представить в виде каньона, боковые поверхности которого уменьшают альбедо и имеют сложный суточный ход. В каньоне поглощение коротковолновой радиации увеличивается на 20—50%.

Изменяют альбедо города по сравнению с его окрестностями и различные покрытия крыш, поверхности жилых и промышленных строений. Направление изменения зависит от местности, окружающей город.

Таким образом, изменение альбедных характеристик урбанистической зоны может привести к увеличению радиационного баланса. Однако он уменьшается при преобладающей роли ослабления солнечной радиации антропогенным аэрозодем.

Баланс длинноволновой радиации (3—100 мкм) B_d для поверхности Земли выражается как

$$B_d = B \downarrow - B \uparrow, \quad (1.6)$$

где $B\downarrow = \delta B_a$ собственное излучение атмосферы, поглощенное деятельным слоем Земли; δ — относительный коэффициент поглощения; $B\uparrow = B_z = \delta \sigma T_z^4$ — излучение земной поверхности.

В урбанистической атмосфере $B\downarrow$ больше, чем в чистой. а $B\uparrow$ зависит от поглощательной способности, температуры поверхности T_z .

Разница между длинноволновым балансом в урбанистической $B_{дг}$ и сельской местности $B_{до}$ можно записать в виде

$$\Delta B_d = B_{дг} - B_{до} = \Delta B\downarrow_{г-о} - (\delta_g \sigma T_g^4 - \delta_o \sigma T_o^4). \quad (1.7)$$

$\Delta B\downarrow_{г-о}$, почти всегда имеет положительное значение, особенно ночью и, если $\delta_g = \delta_o = 1$, то скобка в уравнении (1.7) обычно больше $\Delta B\downarrow_{г-о}$, поэтому ΔB_d отрицательно. Однако если $\delta_g < \delta_o$, то возможно, что ΔB_d положителен, т. е. урбанистические потери энергии меньше, чем в окрестностях города. Величина этой разницы зависит от разницы температур города T_g и окрестности T_o .

Измерения потоков длинноволновой радиации (по Оке) в слое 4 и 5,5 м над уровнем крыш в городе в ночное время показали, что скорость радиационного охлаждения превосходила скорость изменения температуры воздуха. С другой стороны, подобные измерения внутри урбанистического каньона при безоблачном небе и слабых скоростях ветра показали, что радиационное охлаждение каньона было меньше, чем скорости, измеренные выше крыш. Разницы в скоростях охлаждения урбанистического каньона, урбанистического пространства выше крыш и окрестностей города имеют существенное влияние на характеристики острова тепла. При слабых ветрах воздух в каньоне становится застойным, турбулентность почти отсутствует и особенно большую роль в тепловом режиме атмосферы играет радиационный теплообмен. Поэтому чрезвычайно важно оценить влияние антропогенных факторов на перенос лучистой энергии в атмосфере.

Итак, суммарный радиационный баланс равняется

$$B = B_k + B_d. \quad (1.8)$$

В загрязненной атмосфере больших городов умеренных широт $B_{кг}$ незначительно меньше, чем $B_{ко}$. Однако если загрязнение атмосферы низкое или альбедо окружающего пространства относительно высокое, то несмотря на то что B_k

больше в городе, чем в его окрестностях, $B \uparrow$ в урбанистической атмосфере также больше (в умеренных широтах нередко $B \uparrow_r < B \uparrow_o$). В результате $B_{дг}$ меньше $B_{до}$ и суммарный радиационный баланс B_r незначителен, но меньше, чем B_o , т. е. в городе наблюдается слабый радиационный дефицит по сравнению с сельской местностью.

1.2. Антропогенные изменения теплового баланса

Тепловой баланс для обширной урбанистической «поверхности» (т. е. для плоскости выше крыш) может быть записан (по Т. Р. Оке):

$$B + Q_F = Q_t + Q_w + Q_m + \Delta Q_s, \quad (1.9)$$

где Q_F — поток антропогенного тепла; Q_t , Q_w — потоки турбулентного и скрытого тепла фазовых переходов; Q_m — поток тепла в почве, точнее поток тепла под городской поверхностью (асфальт, мостовая, утрамбованный грунт и т. д.); ΔQ_s — изменение энтальпии системы почва — постройки — воздух.

Радиационная и тепловая картина, особенно для улиц типа каньонов во внутренней части города, значительно осложняется изменением положения видимого горизонта, влияющего на продолжительность солнечного сияния и на условия освещенности. Кроме того, на узких улицах существует радиационное взаимодействие между фасадами противостоящих друг другу зданий, а также между зданиями и поверхностью улиц. Оба указанных взаимодействия зависят от высоты жилых домов и других строений, ширины улицы и азимута направления улицы. Образующийся в каньоне улиц искусственный горизонт сокращает кажущийся промежуток времени между восходом и закатом, уменьшая тем самым освещенность и количество приходящей на поверхность улиц солнечной радиации.

Измерения значений радиационной температуры стен и площадок внутренних дворов свидетельствуют о том, что механизмы, формирующие тепловой режим в городе, состоят из множества микрометеорологических взаимодействий. В табл. 2 представлены результаты измерений температуры во внутреннем дворе (32×42 м), окруженном зданиями 18-метровой высоты.

Таблица 2

Значения температуры воздуха T и различных поверхностей
во внутреннем дворе ($^{\circ}\text{C}$)

Погодные условия	Время	T	Типы поверхностей					
			трава	почва внутри двора	стены зданий, ориентированных на			
					север	восток	юг	запад
Облачность 10/3, ветер 3 м/с	16,20	30,6	33	50	32	35	35	50
Облачность 5/0, ветер 1 м/с	19,34	28,3	29	33	31	31	32	34
Ясно, безветрие	21,15	25,6	23	31	28	23	30	30

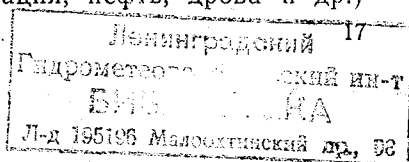
Безусловно, эта разница в температурах зависит от облачности, высоты солнца, теплофизических свойств строительных материалов и динамического режима воздуха в пространстве между строениями и влияет на тепловой и радиационный режим городской атмосферы.

Мы уже рассматривали влияние антропогенных факторов на составляющие радиационного баланса. Добавим только, что альbedo городов, расположенных в низких широтах, изучено мало. В этих районах строительные материалы и окраска домов, как правило, специально выбираются для увеличения отражательной способности стен, а здания проектируются таким образом, чтобы свести к минимуму проникновение солнечного света на улицы. В результате альbedo южных городов выше альbedo городов, расположенных в умеренных широтах, но разность альbedo город — сельская местность зависит также от альbedo окружающего ландшафта, изменяющегося в широких пределах (например, для пустыни $r \approx 0,35$, для джунглей 0,12).

Исследования показали, что, хотя урбанизация приводит к изменению всех составляющих радиационного баланса, его суммарное изменение оказывается малым, что объясняется взаимной компенсацией изменений отдельных компонентов.

Поток антропогенного тепла рассчитывается на основе данных о расходе топлива или по оценке использования энергии в городах от различных источников (это электричество, газ, уголь, солнечная радиация, нефть, дрова и др.)

2 Заказ 605



для промышленного производства, работы транспорта, освещения и др. Антропогенный приток тепла Q_F зависит от среднего потребления энергии на душу населения и от плотности населения. Так, в Сингапуре (1° с. ш.) при плотности 3700 км^{-2} , использованная энергия на душу населения составила $25 \text{ МДж } 10^3$, Q_F равнялся 3 Вт/м^2 , а B в среднем 110 Вт/м^2 ; в Лос-Анджелесе при плотности населения 2000 км^{-2} эти значения — 331; 21; 108 Вт/м^2 соответственно. Для примера в Монреале (45° с. ш.) при плотности населения 14 102 зимой $Q_T = 99 \text{ Вт/м}^2$, $B = 52 \text{ Вт/м}^2$, а летом $Q_T = 57 \text{ Вт/м}^2$, $B = 92 \text{ Вт/м}^2$. Выделение антропогенного тепла распределяется неравномерно по территории города, но чаще наибольшие значения приходятся на центральную часть, уменьшаясь с расстоянием от центра по экспоненциальному закону. Антропогенный поток тепла имеет суточный ход. Для Сиднея он характеризуется ночным минимумом и двумя временными максимумами в периоды 7—9 и 15—17 часов. Большинство исследователей считают, что концентрированное антропогенное тепло, выделяющееся в урбанистических районах, может оказывать климатическое воздействие синоптического масштаба.

Потоки в правой части уравнения (1.9) можно рассчитать следующим образом:

$$Q_T = -c_p \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (1.10)$$

$$Q_w = -L \rho k \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (1.11)$$

$$Q_m = c^* \rho^* k_m \frac{\partial T}{\partial \xi}. \quad (1.12)$$

где c_p , c^* — удельные теплоемкости воздуха (при постоянном давлении) и почвы; ρ , ρ^* — плотность воздуха и почвы; k , k_m — коэффициент турбулентного и молекулярного перемешивания; $\partial \theta / \partial z$, $\partial s / \partial z$, $\partial T / \partial \xi$ — вертикальные градиенты потенциальной температуры, массовой доли водяного пара и температуры почвы; L — удельная теплота парообразования (конденсации).

По исследованиям в городах умеренных широт $\Delta Q_s \approx 0,25 \text{ В}$.

Под влиянием урбанизации происходят значительные изменения радиационных, тепловых, влажностных и аэродина-

мических характеристик подстилающей поверхности, что, безусловно, влияет на составляющие теплового баланса урбанистической «поверхности».

При движении воздуха из окрестностей в городскую среду на него начинают воздействовать новые условия на подстилающей поверхности. Над городом и за ним в стороне движения потока воздушной массы появляется слой воздуха с характеристиками, отличными от таковых в городских окрестностях (городской факел) (рис. 3).



Рис. 3. Схема образования городского факела (по Оке)

В свою очередь, скорость ветра между зданиями, перепад температур здание — воздух влияют на турбулентный поток тепла от внешней поверхности здания в атмосферу. От скорости ветра зависит и толщина ламинарного подслоя, и степень турбулизации воздушного потока вблизи здания. При слабом ветре толщина ламинарного подслоя достигает 10 мм, что в сочетании со слабо развитым турбулентным обменом приводит при фиксированной разности температур здание — воздух к относительно малым потерям тепла. При сильном ветре, наоборот, толщина ламинарного подслоя уменьшается до 0,5 мм. Более развитый турбулентный режим способствует росту потерь тепла.

Турбулентный поток тепла Q_t изменчив и зависит от обеспеченности почвы влагой и от характеристик воздушной среды. Соотношение между Q_t и Q_w отмечается большой изменчивостью по территории города. В засушливые периоды Q_w может вообще отсутствовать в центральной части города, где почва покрыта водонепроницаемым слоем. Но в других экстремальных условиях Q_w может превосходить Q_t , а в парках возникает эффект оазиса. Роль крыш и улиц в формировании теплового баланса определить трудно, но можно предположить, что турбулентность в защищенных от ветра

узких улицах ослаблена и в определенное время суток воздух там становится теплее воздуха на уровне крыш зданий. Таким образом, формируется неустойчивая стратификация, что, в свою очередь, приводит к более интенсивному турбулентному обмену.

Оценить размеры зоны влияния городов довольно трудно. Для этого необходим достаточно длинный ряд наблюдений за климатом местности до постройки города, с которым можно было бы сравнить данные современных исследований. Чаще сопоставляют материалы наблюдений в центре города с данными об условиях в окружающей сельской местности. При оценке влияния города на метеорологический режим атмосферы такой подход в лучшем случае является первым приближением. При отборе пар сравниваемых станций важно исключить влияние рельефа местности, близость водоемов, а также возможное влияние самого города, если он расположен на наветренной стороне.

Ниже крыш городских построек образуется слой воздуха, в котором наблюдаются микромасштабные процессы главным образом в каньонах между зданиями. Далее рассмотрим физические процессы в атмосферном слое, расположенном выше и ниже уровня крыш зданий, а также особенности метеорологического режима городской атмосферы.

2. ВЛИЯНИЕ ГОРОДА НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ НИЗКИХ ШИРОТ

Важным последствием градостроительства является изменение термического режима пограничного слоя атмосферы. Хорошо известно об эффекте острова тепла, возникающем в пограничном слое. Возникновение таких островов тепла является наиболее наглядным примером непреднамеренных изменений климата. Интенсивность и размеры этого явления изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий, местных особенностей и характеристик города. Разность $\Delta T_{г-о}$ между температурой воздуха в центре города и температурой окружающей город местности называется интенсивностью городского острова тепла.

Исследования показали, что при безоблачном небе и слабом ветре изменения температуры воздуха при переходе от окрестности к центру города свидетельствуют о возможности геоморфологической аналогии с островом, поскольку тепло

большого города выделяется на фоне более холодного «моря» окружающего ландшафта (рис. 4). На границе город — окрестность возникает значительный горизонтальный градиент температуры. Термическая однородность острова тепла нарушается влиянием парков, озер и плотной застройки промышленных и административных зданий.

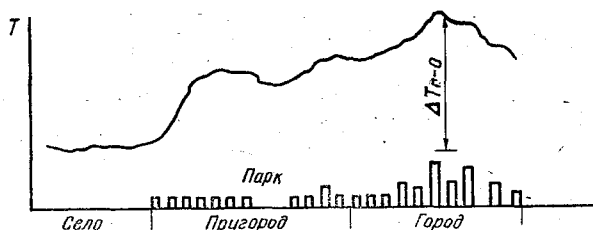


Рис. 4. Обобщенное сечение характерного острова тепла (по Оке)

Рассмотрим особенности острова тепла (ОТ) в атмосфере одного из городов экваториальной зоны — Кито (Эквадор). Интересно, что он расположен в долине гор на высоте 2818 м. Река разделяет город на отдельные микрорайоны. Средний градиент высоты на расстоянии 15 км от центра — 1:9,5 м. С запада на расстоянии 15 км (55 км на востоке) расположены горы высотой до 4400 м. Город разделен на два больших района: старый город и новые районы города с меньшей плотностью застройки, чем старые.

Измерения показали, что в старом и новом районах города образуются острова тепла различной интенсивности: в старом меньше, чем в новом. Отдельные острова тепла достигали своего наибольшего размера между 12.00 и 13.00 ч солнечного времени и были обычно в 5—10 раз больше, чем таковые в средних широтах. В ночное время, когда остров тепла в городах средних широт достигает наибольшего значения, в г. Кито термический эффект сглажен.

Есть несколько факторов, определяющих образование острова тепла. К ним относятся, в частности, следующие: — антропогенное тепло от зданий и промышленных предприятий;

- увеличение поглощения коротковолновой радиации атмосферными примесями и благодаря геометрии каньона;
- уменьшение потери длинноволновой радиации благодаря геометрии каньона и атмосферному загрязнению;
- уменьшение испарения внутри города благодаря удалению растительности и «водонепроницаемости» поверхности;
- уменьшение скорости ветра и увеличение повторяемости штилей в зависимости от шероховатости подстилающей поверхности города.

Исследования показали, что летом величина острова тепла связана с изменением составляющих радиационного баланса. Сбор осадков, организованный внутри города, также влияет на тепловой режим атмосферы. В Кито дефицит влажности в центре города выше на 125%, а абсолютная влажность ниже на 25%, чем на его окраине. Эти значения значительно выше, чем в умеренных широтах.

Уменьшение альбедо поверхности повышает температуру воздуха днем. С другой стороны, более высокая диффузия и теплоемкость в городских структурах понижают интенсивность острова тепла.

В ночное время летом остров тепла главным образом вызван эмиссией тепла, которое накапливается в городах днем. В Кито этот фактор не был преобладающим, так как ночью термический эффект сглаживался из-за холодного воздуха, нисходящего со склонов гор, расположенных с запада.

Зимой, когда инсоляция уменьшается, интенсивность острова иногда понижается. Большую роль в этом случае играет эмиссия антропогенного тепла в городах. Но в Кито, где среднемесячная температура воздуха равна 19,0—22,5°C, нет зимы, поэтому вклад тепла в городскую атмосферу от нагретых зданий и промышленных источников значительно меньше, чем влияние солнечной радиации. Существенен также вклад тепла от автотранспорта.

В течение всего года на формирование острова тепла влияет загрязнение атмосферы и уменьшение скорости ветра внутри города. Днем атмосферные примеси поглощают солнечную энергию, уменьшая энергию, достигающую поверхности города.

Таким образом, загрязнение атмосферы не должно способствовать образованию дневных островов тепла. Ночью антропогенные примеси определяют более высокую температуру воздуха в городе как результат увеличения длинноволнового баланса за счет поглощения загрязнением длинно-

волновой радиации. В Кито этот процесс не является преобладающим, так как любые образующиеся острова тепла разрушались дренажем холодного воздуха, который очищает ночью атмосферу.

Эффект острова тепла в Кито усиливается и влиянием ослабления скорости ветра внутри города. Так, если в аэропорту она менялась в среднем от 4,5 до 6,1 м/с, то в обсерватории, расположенной ближе к центру, ветер меняется от 1,0 до 1,2 м/с. Причем в 11.00 и 13.00 в старом городе скорость ветра составляла 35%, а в современном — 55% от значения скорости, измеренной на территории обсерватории.

При облачности 9 баллов интенсивность острова тепла уменьшалась и температура воздуха в старом и новом городе отличалась меньше чем на $0,5^{\circ}\text{C}$. Но при уменьшении облачности образовывались два острова тепла, так что величина его над современным городом была всегда больше. Эта разница увеличивалась с уменьшением количества облаков (рис. 5).

Итак, есть четыре фактора, способствующих образованию дневного острова тепла, подобного наблюдающемуся в г. Кито: уменьшение испарения внутри города; уменьшение альбеда внутри районов наиболее плотной застройки; поглощение солнечной радиации загрязнениями и тепло от двигателей автотранспорта; штиль и уменьшение скорости ветра.

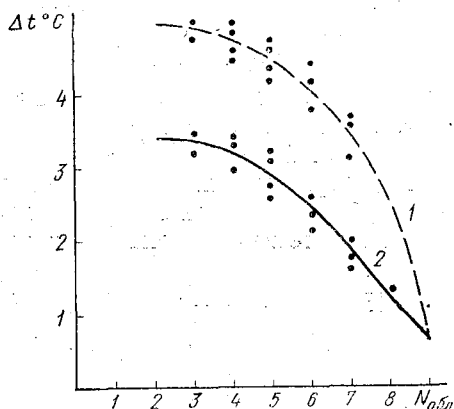


Рис. 5. Зависимость интенсивности острова тепла от количества облаков:

1 — современный город; 2 — старый город

Интересно определить, как каждые из четырех факторов влияют на разницу островов тепла в различных частях города.

Анализ результатов измерения показал, что уменьшение испарения с городской поверхности участвует в формировании острова тепла в обоих районах, но особенно в старом городе. Скорости ветра в старом и новом городе во время эксперимента мало отличались. Следовательно, разница в интенсивности острова тепла может быть объяснена различием во влиянии двигателей автомашин, ослаблением солнечной радиации в результате загрязнения и разницей в альбедо внутри плотно застроенной зоны.

Можно было предложить, что фактор автотранспорта играет большее значение в современном городе, так как интенсивность движения здесь больше, чем в старой части города. Однако при слабом ветре ось острова тепла не указывает на преимущественное влияние на него автотранспорта. Это значит, что в обеих частях города острова тепла образуются главным образом благодаря уменьшению альбедо городского каньона. Следует отметить, что стены большинства домов в старом районе белые, сделаны из самана, необожженного кирпича, а в современном городе они гораздо темнее. Дороги в современной части города все мощеные и понижают альбедо во всем пространстве в целом. Измерения отраженной радиации в старом и новом городе подтвердили, что основным фактором, определяющим остров тепла в г. Кито, является понижение альбедных характеристик поверхности.

Таким образом, пример исследования острова тепла в экваториальном городе показывает, что не следует без предварительных измерений применять на экваториальных широтах результаты, полученные на умеренных широтах. Большое значение для формирования острова тепла имеют микроклиматические эффекты. Изменения ветрового режима зависят от макроклиматических и локальных топографических условий исследуемого пространства.

В обзоре данных о городах мира, охватывающем 90-летний период, приведена оценка среднего роста температуры в этих городах. Она составляет $0,008^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

По мере урбанизации пригороды и даже загородные территории постепенновливаются в границы острова тепла.

Острова тепла в городах подвержены быстрой эволюции в соответствии с городским строительством и изменением плотности населения. Численность населения не является фи-

зической величиной, но она характеризует возможное антропогенное тепло, выделяющееся в атмосферу. Т. Р. Оке исследовал связь между численностью населения и интенсивностью острова тепла. Для городов умеренных (средних) широт эта связь описывается соотношением

$$\Delta T_{r-o} = \frac{0,25 P^{1/4}}{u^{1/4}}, \quad (2.1)$$

где P — численность населения, u — средняя скорость ветра на высоте 10 м. Однако формула (2.1) неприменима к штилевым условиям. При безветренной погоде для максимальной разности температур $\Delta T_{(r-o) \max}$ Т. Р. Оке предложил соотношение

$$\Delta T_{(r-o) \max} = 3,06 \log P - 6,79. \quad (2.2)$$

Безусловно, это уравнение регрессии имеет региональное значение. Подобные исследования интересны и в городах тропических широт. Для тех тропических городов, для которых имеются соответствующие данные, сопоставление острова тепла и численности населения свидетельствует, что максимальные значения ΔT_{r-o} меньше, чем можно было бы ожидать. Однако во многих случаях эти простые правила неприменимы из-за сложного рельефа местности.

В тропических широтах были исследованы явления островов тепла также в городах Бомбей, Пуна, Мехико. Измерения в индийских городах показали, что остров тепла в них хорошо выражен в утренние часы и принимал значения 5–6 °C, увеличиваясь при уменьшении ветра и безоблачном небе. В г. Мехико интенсивность острова тепла достигала 9 °C при идеальных условиях.

В г. Мехико при сильном загрязнении атмосферы и наличии приземной температурной инверсии появление мощного аэрозольного слоя толщиной более 2 км сопровождалось повышением температуры ночью на 2–3 °C и понижением днем на 2 °C. Это указывает на то, что главным фактором формирования острова тепла было влияние загрязнения на перенос лучистой энергии в атмосфере. Величина ΔT_{r-o} связана с интенсивностью инверсии температуры в окрестностях города и со скоростью ветра. Для индийских островов предложены [3] следующие соотношения между стратификацией атмосферы и интенсивностью инверсии:

$$\Delta T_{r-o} = \left[\frac{2Q(\Delta\theta/\Delta z)_0}{\rho c_p u} \right]^{1/4}, \quad (2.3)$$

где $(\Delta Q/\Delta z)_0$ — вертикальный градиент потенциальной температуры в окрестностях города; u — средняя скорость ветра; Q — тепло, выделяемое городом с единицы площади. Для более ясного понимания физической основы процессов формирования и развития городского острова тепла полезно иметь количественные оценки вклада основных метеорологических факторов. Так, для городов умеренных широт Б. И. Вдовиным предложено и рассчитано уравнение множественной регрессии в виде

$$\Delta T_{\Gamma-0} = a + b_1 v + b_2 \gamma + b_3 N + b_4 T, \quad (2.4)$$

где v — скорость ветра по флюгеру; T — температура воздуха; N — количество облачности нижнего яруса в баллах; γ — вертикальный градиент температуры; a, b_1, b_2, b_3, b_4 — коэффициенты множественной регрессии. Очевидно, подобные исследования интересны и для атмосферы городов низких широт.

Влияние города на термический режим атмосферы проявляется не только в нижнем двухметровом слое, но и на более высоких уровнях. В дневное время тепловое влияние города может распространяться по вертикали до 0,6—1,5 км, т. е. практически на всю толщу планетарного пограничного слоя. Это становится возможным благодаря тому, что вынужденная и свободная конвекция усиливаются над более теплой и шероховатой поверхностью большого города. В ночное время, когда устанавливается устойчивая стратификация, тепловые различия отмечаются на меньших высотах, чем днем. Однако влияние более теплой поверхности города и более развитой вынужденной конвекции способствует разрушению устойчивой стратификации воздуха, натекающего на город из окружающей местности (рис. 6, а). Из рисунка следует, что в городской атмосфере отсутствует ярко выраженный суточный ход термической стратификации, наблюдаемый в сельской местности. В течение суток городской пограничный слой хорошо перемешан, поэтому вертикальные градиенты температуры уменьшаются и здесь редко встречается как сильная устойчивость, так и сильная неустойчивость. Днем город приводит к ослаблению неустойчивости (рис. 6, б). Над городским факелом всегда образуется слой инверсии.

Изменения характеристик пограничного слоя обуславливаются четырьмя основными физическими процессами: поступлением теплого воздуха от острова тепла городских строений; поступлением антропогенного тепла от крыш зда-

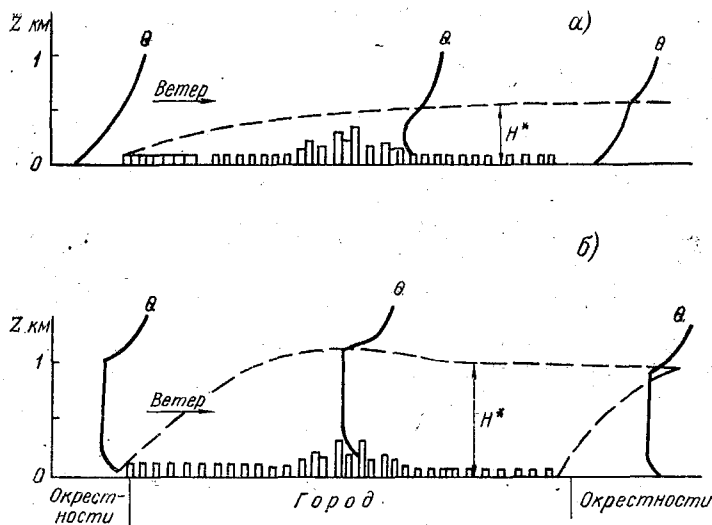


Рис. 6. Схематическая диаграмма ночного (а) и дневного (б) профилей потенциальной температуры θ и уровня перемешивания H^* в городе и его окрестностях

ний и труб; нисходящим потоком тепла от инверсии на высотах, создаваемых проникающей конвекцией; конвергенцией потока коротковолновой радиации в загрязненном городском воздухе.

Таким образом, изменение термического режима пограничного слоя происходит за счет более теплого воздуха каньонов и за счет тепла, поступающего от крыш зданий, заводских труб. Кроме того, тепло поступает через верхнюю границу пограничного слоя, где почти всегда существуют инверсионные слои. Влияние генерируемой городом турбулентности может частично разрушить этот инверсионный слой и смешать теплый воздух с нижележащим более холодным в процессе проникающей конвекции. Радиационный обмен, влияющий на формирование поля температуры в пограничном слое над городом, безусловно, зависит, кроме всего прочего, от уровня загрязнения атмосферы.

Вертикальная структура острова тепла зависит от скорости ветра (рис. 7). При усилении ветра интенсивность

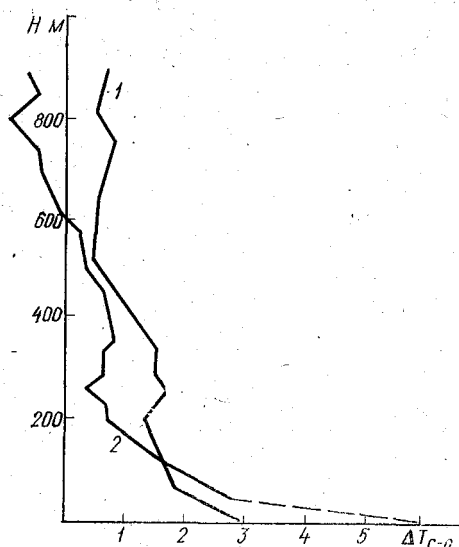


Рис. 7. Изменение вертикальной структуры острова тепла при различных скоростях ветра:

1 — от 0 до 2 м/с, 2 — больше 3 м/с

острова тепла уменьшается с высотой, причем среднеквадратичное отклонение наблюдаемых значений также уменьшается. При слабом ветре в нижнем 200-метровом слое интенсивность острова тепла уменьшается очень резко и на высоте 600 м наблюдается инверсия температуры, т. е. над городом воздух становится холоднее, чем над его окрестностями. Аридизация поверхности почвы в низких широтах приводит к образованию типичной для пустыни стратификации атмосферы. Непосредственно над и под поверхностью почвы температура быстро понижается, образуя большие вертикальные градиенты. В двух пунктах, расположенных в пустыне, температура на высоте 2 м была в полдень на 28—29 °С ниже температуры поверхности. В песчаной пустыне южной части Аравии, например, перепад температур в приповерхностном

слое воздуха толщиной 5 см составил 27°C . Это в $5,5 \cdot 10^4$ раз превышает сухадиабатический градиент. Поэтому нижние слои атмосферы над пустыней обычно конвективно-неустойчивы. По мере охлаждения поверхности развивается инверсия и нижние слои воздуха становятся устойчиво стратифицированными.

Такая изменчивость термодинамической устойчивости объясняется тем, что весь радиационный баланс пустыни расходуется на нагревание воздуха и почвы. Большое альбедо пустыни приводит к понижению радиационного баланса до значений, близких к этой величине в средних широтах. Однако плохая теплопроводность сухой почвы и песка приводит к значительному нагреву подстилающей поверхности, большим вертикальным градиентам и к сильному радиационному выхолаживанию поверхности в ночные часы. Очевидно, такая изменчивость стратификации приведет и к изменению динамики атмосферы.

Ряд исследователей показали, что для нижнего слоя атмосферы можно рассчитать скорость ветра, при которой разрушается остров тепла. Оке показал, что для семи городов умеренных широт скорость ветра, необходимая для уменьшения острова тепла до значения, меньшего 1°C , определяется из уравнения регрессии:

$$u^* = -11,6 + 3,4 \log P. \quad (2.5)$$

Однако в г. Кито, где, по расчету, понижение интенсивности острова тепла до 1°C должно быть при скорости ветра 7,9 м/с, увеличение скорости до 10 м/с не привело к такому эффекту. При ветре 9—11 м/с разность $\Delta T_{\text{г-о}}$ для старой части города равнялась $2,5^{\circ}\text{C}$ и $3,5^{\circ}\text{C}$ — для новой. Очевидно, формула (2.5) применима только для атмосферы умеренных широт, где максимальный остров тепла наблюдается в период 21.00—24.00. Для экваториальной зоны линия регрессии, связывающая u^* и P , меняется.

Еще раз следует подчеркнуть, что разнообразие ландшафта в районе низких широт не дает возможности общими закономерностями описать тепловой эффект городов. Сравнение термического режима близ расположенных, но различных по численности населения, городов показывает, что развитие города в низких широтах может приводить и к понижению, и к повышению температуры приземного слоя воздуха. Так, среднемесячная температура воздуха в крупном,

промышленном городе Конго — Киншаса почти в течение всего года ниже таковой в небольшом г. Бандуду (рис. 8). Исключение составляет январь. В суточном ходе разности температур между температурой воздуха крупного и небольшого города (Δt) видно (рис. 9), что в утренние часы воздух большого города теплее воздуха малого города. В дневное время, очевидно, сказывается преимущественно эффект ослабления коротковолновой радиации, приводящей к понижению температуры воздуха промышленного города. В то же время воздух крупного приморского города Эдеа (Камерун) в течение всего года теплее воздуха близ расположенного малого города Дуана (рис. 10). Оба города находятся

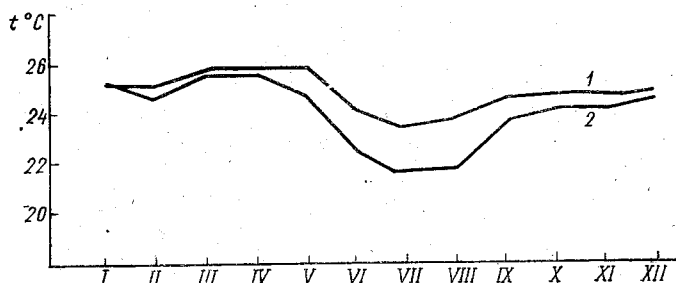


Рис. 8. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха в городах Киншаса (1), Бандуду (2)

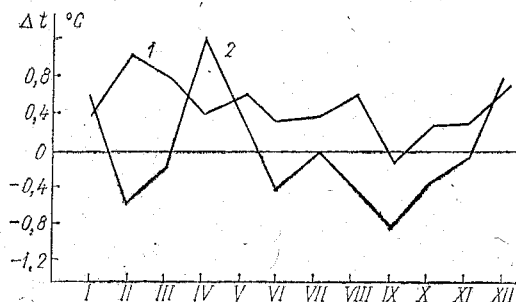


Рис. 9. Изменение разности температур Δt в течение года:
1 — утренний срок (6 ч); 2 — дневной срок (15 ч)

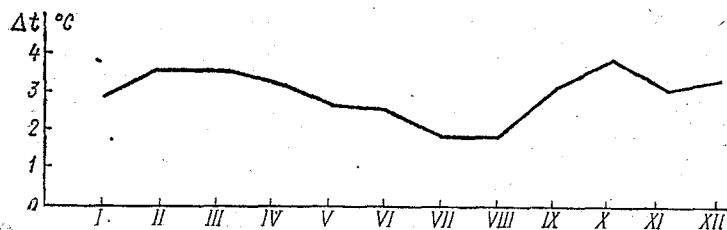


Рис. 10. Годовой ход разности между среднемесячными температурами воздуха Δt в большом (Эдеа) и малом (Дуана) городах

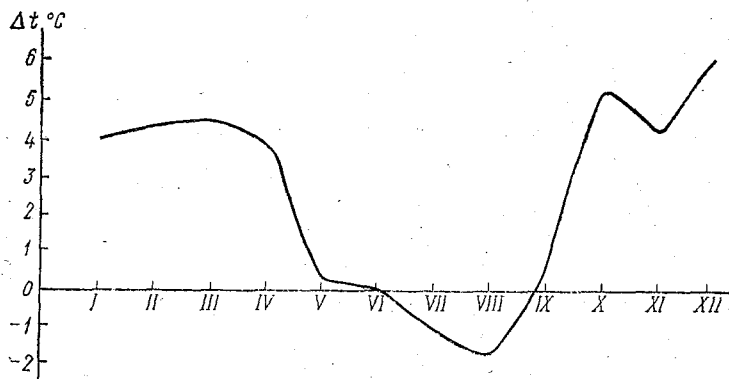


Рис. 11. Годовой ход разности между среднемесячными температурами воздуха Δt в г. Мао (Чад) и в его окрестности

на уровне 4° с. ш. и подвержены влиянию муссонов. Расположенный в пустыне крупный город Мао приводит к значительному повышению среднемесячной температуры воздуха с сентября по май каждого года (рис. 11). Это свидетельствует о том, что если окрестности крупного города — пустыня, то на тепловой режим городской атмосферы существенно влияет понижение альбедо городского каньона.

Итак, термический режим атмосферы низких широт подвержен значительным изменениям. Последние определяются, в частности, как глобальным загрязнением, так и урбаниза-

цией, строительством городов. Причем в низких широтах эффект острова тепла наблюдается в разное время суток в зависимости от орографии окрестностей города. Интенсивность острова тепла нередко может превосходить таковую в атмосфере городов умеренных широт. Кроме того, в дневное время атмосфера городов низких широт характеризуется и эффектом острова «холода», когда температура городской атмосферы ниже температуры окружающего воздуха. Таким образом, представляет интерес более подробное изучение термического режима городов низких широт.

3. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА АТМОСФЕРЫ

Антропогенные изменения ветрового режима вызываются загрязнением атмосферы, изменением шероховатости поверхности из-за вырубки леса и строительства жилых и промышленных зданий, изменением термического режима атмосферы, например, появлением острова тепла.

Большой интерес вызывает влияние радиационных свойств аэрозоля на динамику атмосферы. Учет влияния аэрозольных и газовых загрязнений на динамику пограничного слоя особенно существенен при наличии инверсии. Хорошо известно, что в периоды сильных приземных инверсий происходит накопление больших количеств аэрозольных и газовых загрязнений в инверсионной зоне ПСА, что приводит к возрастанию противоишлучения атмосферы и, следовательно, к уменьшению ночного выхолаживания подстилающей поверхности. Кроме того, изменяется лучистый приток тепла в пограничном слое. В результате сложного взаимодействия этих процессов с турбулентным перемешиванием и теплообменом в почве формируются вертикальные профили температуры и ветра. После восхода солнца влияние аэрозольных и газовых загрязнений приводит к уменьшению суммарной радиации, что замедляет разрушение инверсий. Поглощение солнечной радиации загрязняющими компонентами оказывается дополнительным фактором, влияющим на профили температуры и ветра.

Аридизация земной поверхности и увеличение суточной измепчивости термодинамической устойчивости воздуха приводит к росту скорости ветра. Это явление объясняется тем, что неустойчивость усиливает вертикальный обмен и тем самым способствует переносу количества движения к поверх-

ности. Таким образом, днем турбулентный обмен делается более интенсивным, усиливается перенос количества движения из верхних слоев к приземному слою, поэтому скорость ветра у поверхности земли увеличивается. Ночью, наоборот, турбулентный обмен ослабевает, уменьшается перенос количества движения, нижние слои воздуха оказываются отделенными от верхних, в силу чего скорость ветра у поверхности земли уменьшается. В полуденные часы ветер в пустынях может поднимать отдельные массы песка, и их абразивное воздействие может привести к выветриванию объектов, встречающихся на пути воздушного потока.

Значительное влияние на поле скорости ветра у поверхности земли оказывает урбанизация.

Еще в начале века (1909 г., Кремсер) было отмечено уменьшение средней скорости ветра с расширением градостроительства. Почти во всех исследованиях отмечается, что в городе больше безветренных дней, чем в сельской местности, а максимальная скорость ветра в среднем на 10—20% меньше. Изменения скорости ветра зависят от региональных климатических условий, особенностей градостроительства и степени озеленения города. На озелененных участках скорость ветра может быть на 20—30% меньше, чем на неозелененных.

Образование острова тепла и формирование вслед за этим неустойчивой стратификации, вызывающей подъем воздушных масс, может привести к конвергенции приповерхностного потока над городом (рис. 12). Так, Окита описывает режим ветра в городе, насчитывающем 190 тыс. жителей. В те дни, когда минимальная значений температуры $\Delta T_{г-о}$ составляла 4 °С, а максимальная разность в ночное время примерно 8 °С, конвергенция была почти идеальной. Ночная конвергенция воздушного потока над городом служит причиной того, что по ночам, если в это время интенсивность острова тепла максимальная, ветер в городе ослабляется не так сильно, как днем, а иногда может быть даже больше, чем в его окрестностях. Особенно часто это наблюдается при тихой, спокойной погоде, когда в окрестностях города отмечается значительная инверсия температуры, а в городе приповерхностный слой воздуха стратифицирован неустойчиво. В городах низких широт конвергенция воздушного потока может наблюдаться и в дневное время.

При наличии интенсивного острова тепла направленное внутрь города движение воздуха непостоянно. В больших

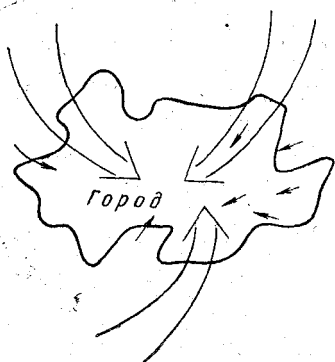


Рис. 12. Конвергенция поля скорости ветра при наличии интенсивности городского острова тепла

городах изотермы острова тепла расположены не эквидистантно. В метеорологии такая ситуация аналогична прохождению холодного фронта, когда на небольшом расстоянии происходит резкое изменение температуры. Эта особенность острова тепла может приводить к резким пульсациям втекающего ночью в город более холодного окружающего воздуха, сопровождающимися сильными порывами ветра. При известном тепле, выделяемом городом Q' и вертикальном градиенте потенциальной температуры $(\Delta\theta/\Delta z)_0$ можно рассчитать высоту слоя перемешивания H^* по соотношению, предложенному Саммерсом:

$$H^* = \left[\frac{2XQ'}{\rho c_p u (\Delta\theta/\Delta z)_0} \right]^{1/2}, \quad (3.1)$$

где u — средняя скорость ветра в слое перемешивания; X — расстояние от центра города.

Городские строения изменяют и вертикальный профиль скорости ветра в нижнем слое атмосферы. Интересно, что ветры, обычно уменьшающиеся внутри городских каньонов, часто имеют максимум чуть выше среднего уровня крыш, который можно описать как небольшую струю. Увеличение скорости в среднем составляет 1 м/с. Однако при очень сильном ветре, например при тайфуне, скорость в таких возму-

щениях может достигать значений намного больших. В этом случае вертикальный профиль скорости ветра в нижнем атмосферном слое будет определяться главным образом именно этими усилениями скоростей. Наблюдения, проведенные на 333-метровой башне в Токио, показали, что при средней скорости ветра больше 30 м/с, значение скорости при порывах, измеренное на высоте 30 м над средним уровнем крыш, было, как правило, на 10 м/с больше, чем соответствующее значение непосредственно над этим уровнем.

Силы трения, возникающие при взаимодействии потока с шероховатой поверхностью определяют поле ветра в пограничном слое. При отсутствии сильных термических воздействий толщина слоя, где сказывается сила трения, определяется шероховатостью поверхности.

Измерения скорости ветра на различных высотах позволили определить, что значение параметра шероховатости в городах меняется от 0,7 до 4,5 м. Существенную роль в таком разбросе параметра играет характер шероховатости подстилающей поверхности с наветренной стороны градиентной мачты, используемой при измерениях. Кроме того, важна и степень выполнения условия нейтральной стратификации атмосферы при градиентных измерениях. Однако в целом для городской территории параметр шероховатости на порядок больше, чем для сельской местности.

При нейтральных условиях в нижних слоях воздуха преобладает вынужденная конвекция за счет вихрей, генерируемых динамическим взаимодействием потока с поверхностью. В неустойчивых условиях вертикальные движения вихрей интенсифицируются. Вблизи поверхности земли продолжают доминировать процессы динамического происхождения, а на больших высотах более значимыми становятся термические факторы. Усиление неустойчивости атмосферы уменьшает градиент средней скорости ветра.

Таким образом, термические эффекты городской атмосферы влияют на ее динамический режим.

Городское строительство приводит к изменению скорости и вертикального профиля ветра, параметра шероховатости в зависимости от конфигураций и пространственного распределения зданий. Интересны работы по исследованию распределения скоростей воздушного потока вокруг изолированного здания. В зависимости от формы здания изменяются характеристики набегающего потока, т. е. профили скорости ветра, структура турбулентности, возмущения, вызванные сосед-

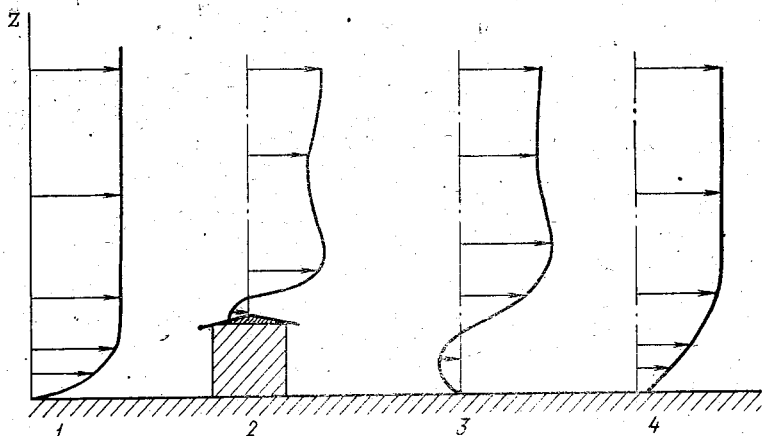


Рис. 13. Профили скорости ветра при обтекании здания

ними зданиями или связанные с рельефом местности. Полученные экспериментально вертикальные профили скорости ветра при обтекании модели здания с плоской крышей представлены на рис. 13. В невозмущенном набегающем потоке (кривая 1) выполняется логарифмический закон. Над зданием профиль искажается так, что в зоне вытеснения потока возникает струйное течение с относительно большой скоростью ветра (кривая 2). Ниже струи скорость резко убывает и в слоях, примыкающих к крыше, возникает движение в противоположную сторону. На подветренной стороне здания (кривая 3) струйное течение почти не прослеживается, но у земли возникающие подветренные вихри создают возвратное течение. На больших расстояниях от здания защитное влияние его ослабевает (кривая 4), но даже после восстановления логарифмического профиля ветра некоторое время вблизи поверхности скорость потока не так быстро растет с высотой, как в невозмущенном потоке (кривая 1). Это свидетельствует о том, что в результате турбулентности, возникающей в следе потока, перенос количества движения в этой зоне интенсивнее, чем над открытой равниной. Безусловно, поля скорости ветра зависят от формы и соотношения высот зданий, а также от угла направления потока по отношению к плоскости строительных сооружений. Если по-

ток перпендикулярен наветренной стене, между зданиями при равной их высоте возникает вихревая циркуляция, так как возникает рассасывание воздуха на подветренной стороне и обратное течение от наветренной стены соседнего здания. Средняя скорость ветра на улицах между зданиями ослаблена, но поток нередко турбулизирован сильнее, чем на открытой местности на той же высоте. Степень защищенности улиц максимальна при очень слабых или очень сильных ветрах выше уровня крыш. В первом случае вихревая циркуляция развита слабо и взаимодействие слоев воздуха у земли и вне застройки почти отсутствует, а во втором — воздушный поток просто проносится над крышами, не проникая в глубь улиц. При вихревой циркуляции между зданиями, ориентированными под углом к направлению ветра, движение имеет винтообразный характер. Если поток параллелен одной из стен, то защитное влияние здания исчезает и может иметь место только некоторое увеличение скорости вследствие конвергенции потока. Итак, даже упрощенная модель города с одинаковыми зданиями дает представление о сложности поля скорости ветра. Проводились и натурные эксперименты в различных городах. Так, измерения, проведенные в одном из наиболее продуваемых городов Веллингтоне на высоте от 10 до 70 м показали, что параметр шероховатости равняется $(3,8 \pm 0,6 \text{ м})$, максимальная турбулентность наблюдалась ниже среднего уровня крыш на высоте 10 м, а выше, вплоть до уровня 70 м, она быстро уменьшалась.

Таким образом, довольно сложно моделировать поля скорости ветра, необходимые для решения ряда строительных задач и вопросов, связанных с распространением примесей в атмосфере, подверженной антропогенным воздействиям.

Оценка влияния города на поле скорости ветра особенно интересна в тропической зоне, где нарушение геострофических соотношений представляет наиболее серьезную проблему для анализа метеорологических полей и прогноза погоды.

4. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ВЛАЖНОСТИ, ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

Антропогенные факторы воздействуют и на составляющие водного баланса, оказывающие существенное влияние на метеорологический режим атмосферы.

Изменяет режим влажности уничтожение человеком растительности в тропическом районе. Прежде всего значительно увеличивается температура земной поверхности, что приводит к увеличению относительной влажности воздуха над ней, повышает уровень конденсации и может уменьшать количество выпадающих осадков. Возможно, что такой механизм имеет значение для объяснения случаев невозобновления естественной растительности в этих районах.

Существенное изменение метеорологического режима в засушливых районах происходит под влиянием искусственного орошения. Орошение используется человеком в течение многих тысячелетий, начиная с эпохи древнейших цивилизаций, возникших в долине р. Нил. В условиях климата сухих степей, полупустынь и пустынь при орошении происходит существенное увеличение радиационного баланса, которое может достигать нескольких десятков процентов от его первоначальной величины. Это объясняется увеличением количества поглощенной коротковолновой радиации вследствие уменьшения величины альбедо влажной почвы. Кроме того, снижение температуры подстилающей поверхности и повышение влажности нижнего слоя воздуха при орошении обеспечивает уменьшение эффективного излучения, что также увеличивает радиационный баланс.

Орошение в условиях сухого климата приводит к резкому увеличению радиационного баланса. Это приводит к уменьшению турбулентного потока тепла, при больших нормах орошения, принимающего даже отрицательный знак. В результате могут возникнуть дневные температурные инверсии. Таким образом, орошение достаточно больших площадей может привести к заметным изменениям условий трансформации воздушных масс на данной территории.

Рассмотрим, как влияет урбанизация на составляющие уравнения водного баланса, которое для естественной поверхности запишется в виде

$$p = E + \Delta r + \Delta S, \quad (4.1)$$

где p — количество осадков; E — суммарное испарение; Δr — речной сток, значения которого могут быть как положительными, так и отрицательными в зависимости от рассматриваемой подсистемы; ΔS — изменение влагосодержания в воздухе, почве, растительности.

Если имеет место адвекция, в уравнение следует ввести член, характеризующий горизонтальный обмен влагой.

В городскую систему поступление воды больше, поскольку здесь, помимо осадков p , имеются и антропогенные источники F и доставка людям воды для потребления, количество которой оценим величиной, обозначенной I . Тогда с учетом адвекции влаги воздушными течениями ΔA уравнение водного баланса запишем

$$p + F + I = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A. \quad (4.2)$$

Для простоты будем полагать, что рассматриваемые площади достаточно обширны, так что адвективным переносом влаги ΔA можно пренебречь.

В городе уменьшается площадь растительности, почва покрывается водонепроницаемым покрытием (хотя некоторые строительные материалы хорошо сохраняют влагу). В результате уменьшается эвапотранспирация E . Несмотря на то что городская застройка способствует более эффективному перехвату осадков, в результате низкой водопроницаемости подстилающей поверхности влагозапасов в городе оказывается меньше, чем в сельской местности. На основании всего вышесказанного можно сделать вывод, что в городских условиях сток больше. Анализ данных показал, что урбанизированная поверхность водосбора быстрее реагирует на поступление воды от ливней. Вследствие этого максимум расхода воды наступает намного раньше (в 10—13 ч), чем в сельской местности, где максимум этой величины около 18 часов.

Изменение составляющих водного баланса, а также изменение термического и динамического режимов городской атмосферы, безусловно, влияют и на поле влажности.

К сожалению, большинство работ по исследованию поля влажности в урбанистической атмосфере выполнено в городах умеренных широт. Но все-таки в качестве примера будем рассматривать измерения, проводимые в летний период в районах около 40° с. ш.

Как уже отмечалось выше, поле влажности в городе изменяется под действием нескольких факторов. Первый из них — это появление водонепроницаемого покрытия на поверхности суши. Крыши и мостовые способствуют скорейшему удалению осадков и сбросу их в канализацию. В центре городов нередко растительности мало, поэтому эвапотранспирация в городах намного меньше, чем в его окрестностях. Исключением могут стать города в районе пустынь,

где урбанизация может привести к увеличению испарения из-за наличия растений и искусственных водоемов. С другой стороны, в городах сжигается много углеводов. Конечный продукт этого процесса — вода. Кроме того, во многих промышленных процессах высвобождается водяной пар и испаряется большое количество воды. Так, большое количество водяного пара у поверхности земли образуется из выхлопов автомобилей в результате сжигания углеводов. Большинство данных говорит о том, что относительная влажность воздуха на высоте 2 м в городе меньше, чем в его окрестностях, причем такое соотношение выполняется и для некоторых городов тропических широт. Понижение относительной влажности является следствием повышения температуры воздуха внутри острова тепла и вследствие уменьшения эвапотранспирации в городских условиях. Измерения в Сент-Луисе показали, что в урбанистическом слое перемешивания существует дефицит удельной влажности около 1 г/кг в дневное время с подветренной стороны города. Дефицит около 0,5 г/кг наблюдался до высоты 0,85 км. При безветрии дефицит удельной влажности над центральной частью города достигал значения 2,5 г/кг. Суточный ход влажности в сельской местности при нормальных условиях имеет вид двойной волны (рис. 14). В утренние часы эвапотранспирация поверхностной влаги (роса, почвенная влага, влага, содержащаяся в растениях) в умеренно неустойчивую атмосферу приводит к быстрому росту влажности в нижних слоях воздуха. Ближе к полудню влажность начинает уменьшаться, хотя испарение максимально. Это вызвано развитием конвекции, которая проникает на большие высоты в пограничном слое, в результате чего водяной пар, поступающий снизу, перемешивается с более сухим воздухом, поступающим сверху. Эта особенность лучше всего прослеживается на континентальных и пустынных станциях, где воздушные массы характеризуются малой влажностью, а поверхность сильно нагревается. После полудня выхолаживание поверхности и нижних слоев воздуха формирует устойчивую стратификацию атмосферы. Поэтому поступление влаги из почвы превышает перенос водяного пара в более высокие слои, что создает конвергенцию потока водяного пара в нижних слоях и обуславливает появление вторичного максимума влажности в суточном ходе. В последующие часы характер суммарного испарения определяется ночными условиями и профиль влажности может носить инверсионный характер, что при-

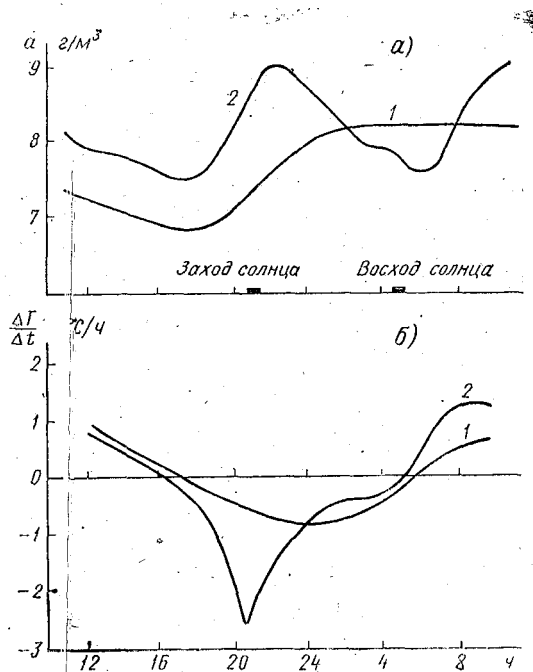


Рис. 1. Суточный ход абсолютной влажности (а) и средних часовых изменений температуры воздуха (б) в городском (1) и сельском (2) аэропортах (по Хейгу)

водит к потоку водяного пара, направленному к земле, а иногда к выпадению росы. Этот процесс уменьшает влажность воздуха в ночные часы, а после восхода солнца цикл начинается сначала. В городе суточная изменчивость влажности носит другой характер.

Уменьшение суммарного испарения в городе приводит к более низкой влажности городского воздуха по сравнению с влажностью воздуха окружающей местности. В вечерние часы воздух окрестности города охлаждается быстрее. Стратификация делится более устойчивой по сравнению с условиями в городской застройке, и в нижних слоях воздуха происходит конвергенция потока влаги, так как эвапотранспирация у земли превосходит отток влаги в верхние слои из-за

ослабленного турбулентного обмена. В ночные часы в окрестностях города процессы конденсации могут привести к инверсии в распределении влажности по высоте. Уменьшение скорости радиационного охлаждения подстилающей поверхности в городе приводит к понижению вероятности образования росы, а наличие антропогенных источников водяного пара и областей застойного воздуха обеспечивает большое парциальное давление водяного пара в городской атмосфере. После восхода солнца испарение капель росы и других видов влаги в окрестностях города быстро увеличивает содержание водяного пара в нижних слоях атмосферы, так как в это время турбулентный обмен развит слабо. Днем развитие термической неустойчивости понижает количество водяного пара и влажность городской атмосферы вновь становится меньше.

Большое содержание водяного пара ночью, таким образом, приводит к возникновению острова влаги (термин, введенный Оке) над городом, аналогично острову тепла. При интенсивности острова тепла $4,4^{\circ}\text{C}$ парциальное давление водяного пара в центре города выше, чем в близлежащей сельской местности, приблизительно на $1,8 \text{ гПа}$. Вблизи границ город — окружающая местность величина острова влаги, характеризуемая разностью парциального давления водяного пара в воздухе города и его окрестности, уменьшается. В дневное время пространственное распределение водяного пара носит менее упорядоченный характер. Кроме того, относительная влажность воздуха в городе может быть меньше, но парциальное давление водяного пара при этом больше, чем в окрестностях.

Это возможно в том случае, если окрестности представляют собой засушливый район, а антропогенные источники увеличивают массовую долю водяного пара, но интенсивный остров тепла, значительно увеличивающий давление насыщенного водяного пара приводит к тому, что относительная влажность в городской атмосфере меньше, чем в окрестностях. Подобные закономерности наблюдаются при измерениях влажности в Сент-Луисе и его окрестностях при различной облачности (рис. 15). В облачные дни влажность в течение суток как в городе, так и в сельской местности изменяется мало. В ясные дни ход соответствующих кривых говорит не только о явном наличии суточных циклов, но также и о значительном различии между ними. Максимум влажности воздуха в городе (рис. 15, б) приходится на пос-

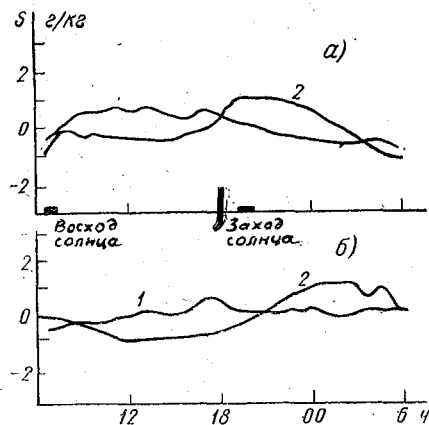


Рис. 15. Суточный ход массовой доли водяного пара в сельской местности (а) и в городе (б):
1 — облачно; 2 — ясно

леполуночные часы. Влажность в сельской местности достигает максимума во время заката, а минимума на рассвете. Через 2 ч после восхода солнца отмечается заметное убывание массовой доли водяного пара в городской атмосфере. Формирование более сухого воздуха в городе названо Гилбертом явлением сухого острова. Им также отмечено, что главную роль в формировании таких условий влажности играет эвапотранспирация. Подобные выводы делают исследователи, проводившие аэрологические наблюдения, выполненные в рамках проекта METROMEX. По их оценкам, продукция всех антропогенных источников влаги не превосходит $1,1 \cdot 10^9$ г/ч. Рассчитанное значение потенциальной эвапотранспирации для Сент-Луиса составили $6,7 \cdot 10^{11}$ г/ч, а величина антропогенных источников влаги не превосходит $1,1 \cdot 10^9$ г/ч. Эти цифры приводят к заключению, что если бы вся влага, поступающая с осадками и выделяемая растениями, полностью испарялась в городе, то баланс влаги определялся бы в основном эвапотранспирационной компонентой.

Поле влажности в городской атмосфере хорошо коррелирует с пространственным распределением острова тепла. Жилые кварталы, особенно тесно застроенные зданиями ста-

рой постройки без растительности, и промышленные районы соответствуют районам с более сухим воздухом.

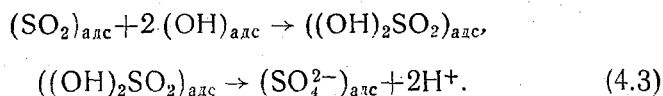
Измерения в Сент-Луисе показали, что температура воздуха и температура почвы там реже опускается ниже точки росы. Меньшая степень ночного выхолаживания приводит к тому, что в городе росы выпадает меньше, чем в сельской местности. В свою очередь, уменьшение количества выпадаемой росы вносит свой вклад в формирование острова тепла. В окрестностях города после восхода солнца потоки солнечной энергии затрачиваются на испарение выпавшей за ночь росы, а в городе эта энергия может сразу расходоваться на нагревание воздуха и городских построек.

4.1. Фазовые переходы воды в городской атмосфере

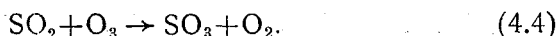
Многочисленные исследования последних лет убедительно доказывают, что влияние города на состояние атмосферы проявляется не только в наличии здесь дополнительных источников тепла, специфическом характере радиационного баланса подстилающей поверхности, но и в участии аэрозольного и газового загрязнения урбанистического происхождения в процессах фазовых переходов воды в атмосфере. В связи с возрастающим уровнем загрязнения все чаще обоснованным становится рассмотрение урбанистических загрязнений как некоего метеорологического феномена, качественно и количественно определяющего протекание ряда физических, химических и фотохимических процессов в атмосфере. Наличие загрязнения приводит к тому, что влияние города не локализуется в его границах, а распространяется вовне, в зависимости от состояния пограничного слоя атмосферы, определяющего собой закономерности распространения атмосферных загрязнений в каждом регионе.

Интересно определить, какие антропогенные выбросы становятся активными ядрами конденсации. В атмосфере, кроме паров воды, могут присутствовать пары других веществ, температура кипения которых при атмосферном давлении выше температуры воздуха. К таким веществам относятся: серный ангидрид SO_2 , бром Br_2 , азотная кислота HNO_3 , перекись водорода H_2O_2 , иод I_2 , терпены (C_5H_8), серная кислота H_2SO_4 , ртуть Hg и пары многих других соединений, образующихся естественным путем или попадающие в атмосферу в результате антропогенной деятельности. Атмосфера в силу наличия в ней свободного кислорода представляет собой систему,

обладающую окислительными свойствами, поэтому практически все реакции с участием антропогенных соединений серы и азота идут в сторону образования сульфатов и нитратов как высших форм окисления. Газофазное окисление может проводиться на молекулярном уровне такими окислителями, как кислород, озон, перекись водорода. Однако оно намного эффективнее протекает со свободными радикалами. Важную роль в образовании радикалов играют фотохимические процессы. Кроме газофазных реакций, эффективными могут быть гетерогенные реакции, протекающие на поверхности аэрозольных частиц. Например, поверхность частиц летучей золы, особенно сажи, может адсорбировать как молекулы диоксида серы, так и молекулы и радикалы окисляющих агентов. В адсорбированном состоянии возможно протекание реакций окисления типа

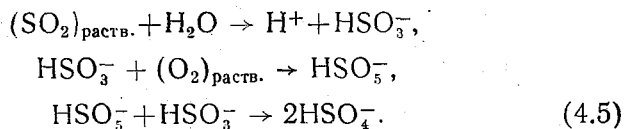


Скорость протекания этих реакций весьма велика. Кроме того, на поверхности частиц могут резко ускоряться реакции молекулярного окисления, например, реакция типа



Общий эффект гетерогенных реакций в окислении диоксида серы в существенной степени зависит от концентрации частиц, физико-химических свойств поверхности и т. д. Немаловажным обстоятельством является и то, что при достаточно высокой относительной влажности поверхность частиц покрывается слоем молекул воды. Так, при температуре воздуха 25 °С и относительной влажности 60—70% частицы летучей золы уже покрыты слоем воды.

Окисление диоксида серы возможно и в жидкокапельной фазе облаков и туманов. При этом могут протекать, например, такие реакции:



Некоторые газы растворяются в каплях с обратной гидратацией и диссоциацией (NH_3 и CO_2) и участвуют в процессах

образования диспергированной фазы аэрозолей лишь косвенным образом, другие участвуют в необратимых превращениях и реакциях с растворимыми окислами серы (SO_2) и азота (NO_x). Скорость окисления зависит от расстояния, источника, интенсивности солнечного света и концентрации озона в окружающем воздухе:

$$k_z = (0,03 \pm 0,01) (RH^* [\text{O}_3]_0), \quad (4.6)$$

где k_z — константа скорости окисления диоксида серы; R — поток солнечной радиации на уровне земной поверхности, кВт/м^2 ; H^* — высота слоя перемешивания факела, м; $[\text{O}_3]_0$ — концентрация озона в окружающем факел воздуха, млн^{-1} . Таким образом, скорость реакции газофазного окисления существенным образом зависит от времени суток, сезона, географической широты, наличия облачного покрова. Увеличение инсоляции приводит к росту скорости окисления (рис. 16). Значит, в низких широтах следует ожидать больших скоростей окисления веществ в дымовых факелах от различных источников. Антропогенные источники различных газовых и твердых примесей приводят к образованию в атмосфере не только кислот, но и различных солей, поверхностно-активных веществ, способствующих понижать давление насыщенного пара над ним, т. е. служить активными ядрами конденсации. О влиянии антропогенных веществ на химический состав облачных капель, а следовательно, на условия их роста, свидетельствует динамика изменения pH осадков

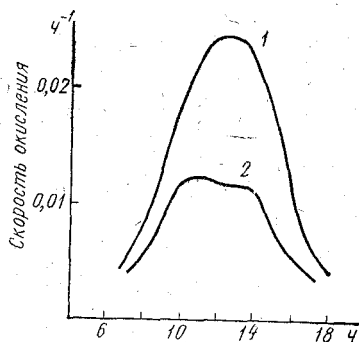


Рис. 16. Суточное изменение скорости окисления диоксида серы в дымовом факеле г. Сент-Луис:
1 — июнь; 2 — апрель

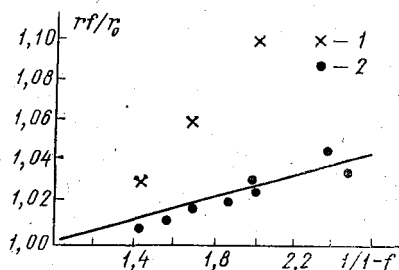


Рис. 17. Относительное конденсационное увеличение размеров частиц аэрозоля, происходящее при росте относительной влажности воздуха: 1 — городской воздух; 2 — чистый воздух

в промышленных городах. Рост кислотности облачных капель увеличивает скорость их конденсационного роста и изменяет спектр распределения капель по размерам.

В районе низких широт, где на обширных территориях довольно низкая относительная влажность воздуха f , следует учитывать, что при $f \leq 0,6$ основными факторами, приводящими к изменению массы и размеров частиц аэрозоля, являются: сорбция и десорбция водяных паров на поверхности частицы; капиллярная конденсация; понижение парциального давления водяного пара над растворами, существующими на поверхности частиц при этих условиях; повышение парциального давления водяного пара, обусловленное кривизной поверхности частиц. В настоящее время не существует теории, описывающей суммарное действие всех факторов на частицы атмосферного аэрозоля.

На основании экспериментальных данных предложена эмпирическая модель конденсационного роста аэрозолей при влажности воздуха $f \leq 0,6$. Из рис. 17 следует, что увеличение размера частиц аэрозоля при росте относительной влажности воздуха в области значений $f \leq 0,6$ может быть аппроксимировано простой аналитической зависимостью:

$$r_f/r_0 = 0,03[1/(1-f)] + 0,97. \quad (4.7)$$

Эксперимент показывает, что и при влажности меньшей 60% аэрозольные частицы растут за счет конденсации. Однако зависимость (4.7) плохо выполняется для антропогенных аэрозолей.

Таким образом, фазовые переходы воды в загрязненной атмосфере отличаются от аналогичных процессов в атмосфере, содержащей лишь естественного происхождения центры конденсации и кристаллизации. Основные отличия условий фазовых переходов можно сформулировать следующим образом:

1. Газообразные примеси, выбрасываемые в атмосферу, такие, как CO , CH_4 , CH_6 вступают в фотохимическое взаимодействие с фоновыми аэрозолями или газами SO_x , NO_x , HON , приводя к образованию частиц, являющихся активными ядрами конденсации. Примером такой реакции может служить образование жидкокапельного сернокислого аэрозоля из SO_2 . В соответствии с природой образования таких частиц их называют «вторичными» аэрозолями. Образование вторичных аэрозолей определяется ионообменными и мономолекулярными реакциями или фотохимическими процессами.

2. Равновесное давление водяного пара над вторичными аэрозолями или значение равновесной относительной влажности для них не может быть рассчитано на основании обычных уравнений типа Рауля с учетом коэффициента Вант-Гоффа, так как они не являются идеальными растворами. Для аэрозолей, имеющих комплексный (органонеорганический) состав типа CHR (здесь R — гидрофильный радикал, органический или неорганический) равновесное давление пара должно рассчитываться с учетом гидрационных эффектов, характера адсорбции на поверхности, а также ряда других особенностей.

3. К загрязненной атмосфере, основными параметрами которой являются общее весовое количество примесей и сумма составляющих ее компонентов, не могут быть применены с достаточной достоверностью уравнения переноса невесомой и консервативной примеси, как из-за их взаимодействия со средой, так и из-за конденсационного роста.

4. Природа туманов, образованных в загрязненной атмосфере, отличается от природы обычных туманов тем, что относительная влажность в них меньше 100%, а отношение массы конденсированной воды к массе ядер конденсации в 10^2 — 10^4 раз меньше, чем в туманах испарения или радиационных туманах.

Таким образом, увеличение активных ядер конденсаций (ЯК) должно влиять на условия образования туманов и облаков. Однако вопрос влияния города на образование тумана усложняется наличием острова тепла, который уменьшает относительную влажность в городе, что, в свою очередь, может привести к снижению вероятности образования тумана в урбанистическом районе. По определению, туманы различаются только по ослаблению видимости, независимо от того, состоит туман из капелек воды или из каких-либо атмосферных примесей. Видимость в центре больших городов относительно низкая и улучшается по мере удаления от него, но повторяемость сильных туманов (видимость меньше 200 м) в этой части города меньше, чем на его окраине или в окружающей местности. Это может объясняться еще и тем, что увеличение числа ядер конденсации приводит к росту числа мелких капель воды за счет уменьшения содержания водяного пара, что обычно не приводит к образованию плотных и густых туманов. Однако в некоторых городах средних широт замечено, что при образовании в городе и его окрестностях плотных туманов, скорость рассеяния тумана в городе значительно меньше, т. е. время существования городского тумана больше. Это может быть объяснено влиянием активных ядер конденсации антропогенного происхождения, равновесная относительная влажность над которыми меньше 100% и значительно меньше, чем над ядрами конденсации естественного происхождения. Поэтому рассеяние тумана в городской атмосфере происходит позднее, чем в его окрестностях.

В загрязненной городской атмосфере при значительной величине инсоляции возможно образование и такого вида тумана, как фотохимический смог. Это атмосферное явление будет рассмотрено в следующей главе.

4.2. Влияние города на образование облаков и осадков

Атмосфера города по сравнению с его окрестностями характеризуется более развитой конвекцией и большим количеством выбрасываемых в атмосферу гигроскопических ядер конденсации. Эти два фактора влияют на формирование облачности над городом. Усиление конвекции приводит к тому, что в городе кучевые облака образуются раньше, чем в его окрестностях. Сравнение повторяемости различных классов облачности над двумя аэропортами, один из которых под-

вержен влиянию крупного промышленного города, показывает, что в дневное время в городском аэропорту облачность значительно больше, и эта разница сохраняется до захода солнца. При облачности 8—10 баллов различие между обоими аэропортами невелико. Наблюдения в Сент-Луисе показывают, что образование кучевых облаков, как правило, начинается над центральными кварталами или над расположенными к северу от города заводами, выбрасывающими в атмосферу тепло, водяной пар и ядра конденсации. Причем повторяемость конвективных облаков здесь втрое больше, чем ожидаемая. Измерения с самолета обнаружили, что с подветренной стороны количество ядер конденсации с пересыщением 0,17% возросло на 54%, а с пересыщением 1% почти удвоилось. Увеличение концентрации ЯК, безусловно, влияет на формирование облачности. Чем больше концентрация ЯК, тем меньше должен быть размер облачных капель при одной и той же влажности воздуха. Измерения в Сент-Луисе показали, что средний диаметр облачных капель, обнаруженных с подветренной стороны, примерно на 2—3 мкм меньше. Широкий спектр распределения капель по размерам в облаках на наветренной стороне города сменяется спектром с явно выраженным максимумом в диапазоне мелких капель в облаках с подветренной стороны города. На высотах 300 и 600 м концентрация ЯК в воздухе с подветренной стороны Сент-Луиса на порядок больше, чем с наветренной.

Интересно рассмотреть, какие факторы способствуют накоплению в городской атмосфере гигроскопических ядер конденсации. Во-первых, следует отметить, что этому способствует образование городского острова тепла, так как верхняя граница острова тепла является одновременно нижней границей изотермии или приподнятой инверсии. Во-вторых, перенос тепла вместе с загрязненным воздухом в районы, находящиеся на подветренной стороне города, способствует образованию здесь инверсионных слоев, накапливающих аэрозоли. Это подтверждает то, что анализ высот наиболее вероятного появления аэрозольных слоев, проведенный сотрудниками лаборатории физики аэрозолей Ленинградского университета, указывает на связь между высотами инверсионных слоев и слоев с увеличенной концентрацией аэрозоля. По их исследованиям, подынверсионные аэрозольные слои образуются в результате подъема аэрозольного вещества из приземного слоя атмосферы, а надынверсионные слои — в результате опускания аэрозолей вулканического происхожде-

ния и аэрозолей, образующихся в результате фотохимических реакций, и при работе авиационных двигателей.

Немаловажным является то, что для большей части тропического пояса (от 25—30° ю. ш. до 20—30° с. ш.) характерно наличие в течение всего года устойчивой системы ветров-пассатов. Над материками на пассатную циркуляцию накладываются муссонные эффекты, горные ветры, бризы и т. д. Лучшее всего пассаты развиты в слое от поверхности земли до 1,5—2 км. Кроме того, вблизи экватора расположена зона ВЗК, которая является переходной между пассатами северного и южного полушарий. Для ВЗК характерна интенсивная конвергенция потоков и ослабление скоростей ветра в нижней тропосфере. Различия в характеристиках макромасштабного поля ветра между пассатной зоной и ВЗК приводит к тому, что и параметры облачности, наблюдаемые в них, также неодинаковы, но для обеих зон наиболее типичны облака конвективных форм. Тем более в этих районах важна роль дополнительной конвекции, возникающей под влиянием антропогенных факторов.

Изменения характеристики облачности города влияют на режим осадков. Во-первых, количество осадков зависит от рельефа местности, а территории многих городов изобилуют значительными перепадами высот. Во-вторых, большое влияние на образование и количество осадков оказывают водоемы. Летом они стабилизируют воздушные массы, а зимой поставляют в атмосферу влагу. В настоящее время в литературе отмечается увеличение количества осадков в городах по сравнению с окружающей местностью.

Облака тропических широт характеризуются значительной водностью, что обуславливается высокой температурой и влажностью в этом районе. Запас воды в облаках столь велик, что даже небольшое по размерам облако может дать интенсивные ливневые осадки. В большинстве случаев осадки в тропиках носят ливневый характер. Наиболее продолжительны осадки из систем облаков, связанных с ВЗК и тропическими циклонами.

В тропиках велика повторяемость дождя из теплых, содержащих только переохлажденные капли, облаков. Чем ближе к экватору, тем больше повторяемость дождя из теплых облаков, хотя преобладают все же дожди из смешанных облаков. Вообще формирование теплых кучево-дождевых облаков — явление, характерное для тропической зоны. Так, например, в Восточной Африке ливневые осадки нередко

выпадают из кучево-дождевых облаков, вершины которых лежат, по крайней мере, на 0,5—1 км ниже нулевой изотермы. На Багамских островах выпадали осадки из облаков, верхняя граница которых не превышала 2000 м, а высота нулевой изотермы составляла 5000 м. На Гавайских островах в сезон пассатных ветров дождь выпадает из облаков, вертикальная протяженность которых не менее 1700 м. Самая низкая температура, когда-либо наблюдавшаяся на вершинах этих облаков, была 7 °С.

Известен механизм образования осадков из теплых облаков. Восходящие движения вызывают охлаждение поднимающегося воздуха и при достижении уровня конденсации, и при наличии ядер конденсаций начинают образовываться капли. Для того чтобы начались осадки, каплям необходимо вырасти до величины, при которой скорость их падения больше скорости восходящих токов в атмосфере. В дождевых облаках умеренных широт, как известно, активную роль в образовании осадков играют ледяные частицы. В теплых облаках тропических широт существенную роль в осадкообразовании играет так называемая цепная реакция Ленгмюора (по имени ученого, создавшего теорию образования дождя в теплых облаках). Этот процесс заключается в том, что капли, вырастая, до критического размера ($r_{кр} = 3200$ мкм), разбиваются на некоторое число более мелких капель, которые, в свою очередь, вырастают до критического размера и вновь разбиваются на мелкие капли, так что число капель, способных вырасти до размеров осадков, в облаке очень быстро растет. Когда в облаке накапливается большое число крупных капель, из него выпадает интенсивный ливневый дождь.

Для реализации цепного процесса роста и дробления капель, в результате которого их число возрастает в n раз, важным условием является накопление капель в облаке выше зоны, где вертикальные скорости максимальны. В этом случае большое число капель, даже крупных ($r \sim 1000$ мкм), будут иметь скорость падения меньше скорости восходящих токов. Только формирование зоны накопления капельной влаги (так называемой зоны аккумуляции) выше этого уровня ведет к образованию ливневого дождя. Падающие через этот слой капли продолжают расти за счет коагуляции и конденсации, достигая у нижней кромки облака значений $r > r_{кр}$. Расчет показал, что толщина слоя облаков от его нижней границы до высоты, где максимальные вертикальные скорости, должны быть 2,0—3,5 км при постоянной влажности об-

лака, равной 1—1,2 г/м³. Этот уровень в тропических широтах часто находится ниже высоты нулевой изотермы.

Антропогенные загрязнения могут влиять и на механизм дробления капель, т. е. на процесс образования осадков из теплых облаков. Дело в том, что величина критического радиуса капель зависит от поверхностного натяжения σ :

$$r_{кр} = A\sqrt{\sigma},$$

где A — постоянная, зависящая от скорости падения капель, скорости восходящих потоков, плотности воздуха и воды.

Среди антропогенных примесей 20% составляют органические вещества, часть из которых являются поверхностно-активными (ПАВ). Адсорбирующиеся в поверхностном слое молекулы ПАВ снижают поверхностное натяжение раствора, т. е. уменьшают поверхностную энергию капель. Из экспериментальных данных (В. Г. Морачевский, М. М. Коханович) критический размер капель раствора ПАВ уменьшается от 3,2 мм до 1,5—2,0 мм, т. е. ПАВ являются реагентами, ускоряющими целый процесс в облаках. При малых концентрациях ПАВ действуют подобно гигроскопическим веществам, так как над растворами ПАВ понижается давление насыщенного пара. Таким образом, частицы ПАВ, ускоряя процесс дробления, могут при большой влажности конвективного облака способствовать увеличению интенсивности дождя из теплых облаков.

Многочисленные факторы, влияющие на количество осадков, взаимосвязаны, поэтому определение закономерностей действия отдельных факторов в каждом городе, с учетом особенностей его орографии и климатических характеристик, является актуальной задачей.

Первой причиной увеличения осадков является наличие острова тепла, который приводит в городах к дополнительной конвекции, влияющей на образование осадков. Второй причиной — эффект препятствия. Аэродинамическая шероховатость структуры города препятствует продвижению синоптических систем. Если в такой системе происходят осадкообразующие процессы, то замедление ее движения приведет к увеличению осадков, выпавших над территорией города. Третьей причиной, влияющей на образование осадков, является загрязнение атмосферы. Если загрязняющие вещества способствуют образованию дополнительных ядер конденсации, то возможно как уменьшение, так и увеличение

осадков в зависимости от концентрации и свойств антропогенных частиц. Однако следует полагать, что аэро- и термодинамическое воздействие города сильнее сказывается на режиме осадков.

Усиление осадков чаще наблюдается на подветренной стороне города, а не над ним. Это объясняется тем, что требуется определенное время, чтобы городские ядра конденсации и водяной пар достигли уровня конденсации и образующиеся капли выросли до размеров осадков. Так, анализ осадкомерных данных в Сан-Луисе и его окрестностях показал, что фоновые флюктуации количества осадков вокруг города составляют $\pm 5\%$, а в зоне, расположенной на расстоянии 20 км восточнее города, количество осадков на 15% больше, чем в городе. Так как в 90% случаев воздушные массы, из которых выпадали осадки, двигались на восток, область усиления осадков находится на подветренной стороне. Наибольшее влияние город оказывает на конвективные осадки, включая интенсивные ливни. Город влияет и на образование гроз. Увеличение числа гроз наблюдается чаще непосредственно над городом.

Изучение данных на отдельных станциях сети, участвовавшей в сборе информации для METROMEX, включающей 220 точек, показало, что на территории, находящейся в подветренной стороне, в 30 км от Сент-Луиса, наблюдалось на 49% осадков больше, чем в городе. Увеличение осадков происходит за счет учащения сильных дождей, дающих 25 мм осадков и более. Эти данные подтверждались неоднократно.

Анализ данных о количестве осадков в Лос-Анджелесе также показал влияние промышленных районов на образование осадков. Проводя самолетные измерения концентрации газов, характеристик облачных систем и распределения аэрозолей по размерам, получили данные о промышленных выбросах. В шлейфах заводских выбросов были обнаружены важные для микрофизики облаков сульфаты и нитраты. Считается, что в качестве ядер конденсации более активны нитраты, которые имеют большие размеры и более гигроскопичны, чем сульфаты. На них образуются капли больших размеров, поэтому наличие нитратов приводит к росту диапазона размеров капель в облаках. Последнее ведет к дальнейшему росту капель и, если облаков достаточно мощное, к образованию дождя. Но сульфаты, будучи очень малыми (менее 0,1 мкм), оказывают на облачность стабилизирующее влияние. Эксперимент показал, что аэрозоль, выбрасываемый

в атмосферу в южной части Лос-Анджелеса, где нет нефтеочистительных заводов, оказывает на облачность стабилизирующее воздействие.

Как уже отмечалось, причиной увеличения осадков в городах может быть остров тепла. Вертикальные движения внутри острова тепла иногда могут воздействовать на медленно движущиеся потенциально неустойчивые массы влажного воздуха или на зоны фронтов. В результате этого воздействия внутри городской территории создаются условия для образования осадков. Во многих городах средних широт наблюдали, как основная зона дождя застывала над центром города, а в пригороде выпадали лишь небольшие осадки. Так, в Рединге (Великобритания), когда наблюдался медленно передвигающийся циклон, воздух был насыщен влагой до трехкилометровой высоты. Слои с неустойчивой стратификацией располагались у поверхности земли до высоты 2 км и от 4,5 до 8 км. Согласно данным измерений, оказалось достаточно интенсивности острова тепла в 1°C , чтобы вызвать ливень, низвергнувший на город 34,5 мм осадков. В окрестности в это время зарегистрировано всего лишь 2,5 мм.

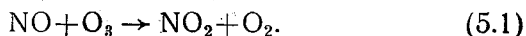
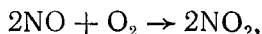
Следует также отметить, что в некоторых городах средних широт не отмечается увеличение количества осадков в подветренной по отношению к центру части города. Наблюдения в Токио не обнаружили увеличение числа гроз в городе. Обходят центр города и торнадо. В Токио существует подковообразная область, не подверженная влиянию торнадо. Полагают, что в Токио остров тепла настолько однородный, что значительные вихри могут образовываться только на их границе с более холодным окружающим воздухом. Уменьшению интенсивности торнадо может способствовать также повышенная шероховатость городских поверхностей.

Таким образом, влияние города на образование осадков носит региональный характер, так что определения закономерностей этого влияния требует постановки исследований в каждом городе, где этот вопрос может иметь научный или практический интерес.

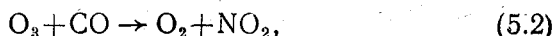
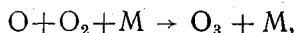
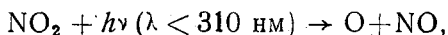
5. ФОТОХИМИЧЕСКИЙ СМОГ

Особенностью атмосферы городов низких широт является фотохимический смог, который образуется в районах, где избыток солнечной радиации, низкая относительная влажность, малые скорости ветра, есть источники атмосферных примесей, участвующих в фотохимических процессах. Основным источником загрязнения является автомобильный транспорт. Автомобили, как и некоторые другие индустриальные процессы, выбрасывают в атмосферу монооксид углерода и углеводороды, способствующие образованию смога.

Ключевое звено проблемы фотохимического смога составляют оксиды азота NO_x , которые образуются при окислении атмосферного азота в процессах горения:

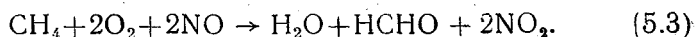


С большей скоростью идут реакции окисления озоном. Образующийся диоксид азота путем фотодиссоциации вновь превращается в оксид азота:



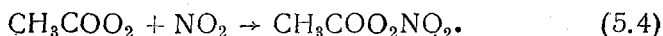
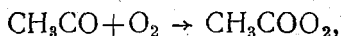
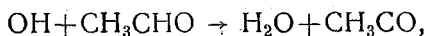
где M — так называемое третье тело (это могут быть молекулы, например, молекула азота). Скорость реакций пропорциональна интенсивности солнечной радиации. Одних только превращений NO_2 недостаточно, чтобы обеспечить высокие концентрации O_3 , наблюдаемые при фотохимическом смоге, поскольку O_3 и NO_2 непрерывно разрушаются и создаются без заметного изменения их средних концентраций. Кроме того, измерения показывают, что уровень оксида азота в утренние часы растет быстрее, чем уровень озона. Это связано с существованием в атмосфере других источников окисления оксида азота, кроме O_3 . Исследования показали, что процесс окисления обеспечивается наличием углеводородных соединений, содержащихся в автомобильных выхлопах. Химически активные углеводороды окисляются, образуя органические радикалы. В последующие реакции вступают другие свободные радикалы, которые, соединяясь с NO , образуют необходимый избыток NO_2 в сочетании с углеводородными соеди-

нениями — альдегиды и кетоны, а при взаимодействии с O_2 генерируют озон. Например, суммируя несколько реакций, можно записать путь образования диоксида азота при наличии метильной группы:

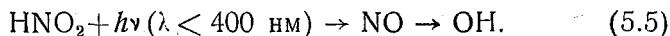


Формальдегид $HCHO$ способен фотодиссоциировать на атомарный водород и формальный радикал HCO или реагировать с кислородом с образованием гидропероксидного радикала и оксида углерода.

Воздействие гидроксильного радикала на ацетальдегид дает ацетильный радикал, который окисляется далее, что может привести к образованию пероксиацетилнитрата (ПАН):



Пероксиацетилнитрат CH_3COONO_2 вызывает раздражение глаз во время фотохимического смога. В загрязненной атмосфере возможны и другие реакции, конечным продуктом которых будет азотистая и азотная кислоты. Азотистая кислота способна подвергаться фотодиссоциации:



На рис. 18 представлены средние концентрации отдельных компонентов в разное время суток в период сильного смога по результатам анализов, проводившихся в Лос-Анджелесе. Как видно из рисунка, увеличение концентрации озона связано с характерным изменением относительного содержания оксидов азота; оно начинается после того, как отношение концентраций NO_2 и NO достигает максимума. С другой стороны, содержание ПАН увеличивается с возрастанием концентрации альдегидов.

При фотохимических условиях возможно, кроме того, окисление диоксида серы, но связь сера — кислород слишком прочна, чтобы подвергаться фотодиссоциации.

Газообразные реакции могут приводить к образованию аэрозолей, которые вызывают снижение видимости, связанное с фотохимическим загрязнением. Основной причиной,

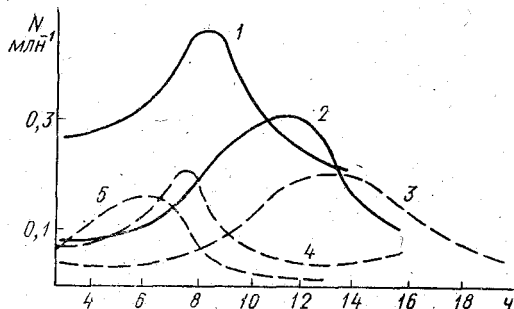


Рис. 18. Изменение во времени концентраций газов в фотохимическом смоге (по Лейтону): 1 — углеводороды; 2 — альдегиды; 3 — озон; 4 — диоксид азота; 5 — оксид азота

вызывающей снижение видимости при фотохимическом смоге, является образование аэрозольных частиц сульфата или нитрата аммония. Современные определения химического состава атмосферных аэрозолей не дают адекватного представления о содержании в них органических соединений, хотя при окислении терпенов природного происхождения отмечалось возникновение аэрозольных частиц.

Для нижней тропосферы в городских условиях наблюдается отчетливая корреляция между средними значениями коэффициента аэрозольного рассеяния радиации в видимой области спектра и максимальными значениями концентрации озона. Изучение дисперсности аэрозолей в разное время суток показывает, что частицы, образующиеся при химических и фотохимических реакциях примесных газов, имеют в основном диаметр меньше 1 мкм. Сульфаты образуются в дневное время, а ночью и рано утром сульфатные частицы растут. Концентрация сульфатов в течение всего дня коррелирует с содержанием SO_2 и с максимальными значениями концентрации озона в послеполуденное время. Эксперимент показал, что такой же характер носит корреляция содержания органических соединений в аэрозольном веществе с озоном. Для нитратов корреляция NO_2 наблюдается в середине утра. Содержатся нитраты в более крупных частицах. Наблюдаются как бы два источника нитратов: 1) быстрое образование, в основном, из NO_2 , утром, 2) медленное накопление от

NO_x (гетерогенные реакции на частицах). Четко выраженной корреляции нитратов с содержанием озона не наблюдается.

Фотохимический смог впервые был отмечен в г. Лос-Анджелесе. В отличие от общеизвестного «лондонского смога» — густого тумана с примесью частиц сажи и оксидов серы — фотохимический смог возникает под действием солнечной радиации. Признаком возникновения смога служит появление голубоватой дымки и вследствие этого ухудшение видимости. Наблюдается сильное раздражение слизистых оболочек дыхательных путей и глаз. Сохранение смоговой ситуации в течение длительного времени приводит к повышению заболеваемости и смертности среди населения. Смог оказывает вредное воздействие и на растительность, вызывая увядание и гибель листвы. К более отдаленным последствиям относятся усиление коррозии металлов, разрушение сооружений. Основными химическими соединениями, ответственными за эти свойства смога, служат озон и пероксиацетилнитрат. Именно эти соединения придают фотохимическому смогу окислительный характер. Часто фотохимический смог обладает характерным запахом и имеет вид коричневой дымки благодаря присутствию NO_2 и рассеянию света частицами. Наиболее интенсивен этот вид смога на калифорнийском побережье, особенно в Лос-Анджелесе, где велика интенсивность автомобильного движения, выбрасывающего NO , NO_2 и углеводороды. В некоторые периоды года метеорологическая обстановка определяется здесь субтропическим антициклоном, т. е. устанавливается безоблачная погода с легким ветром и инверсией оседания. Все это создает оптимальные условия для возникновения фотохимического смога: сильный солнечный прогрев, спокойный воздух при интенсивных выбросах автомашин. Фотохимический смог отмечается в Мексике, Бразилии, Греции, Израиле, Иране, Японии. Вне тропиков возникновение этого вида смога ограничено летним временем.

В тропических широтах особенно важно изучение синоптических условий образования этого атмосферного явления, так как здесь фотохимический смог может наблюдаться в течение всего года.

6. МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МИКРОКЛИМАТА ГОРОДА

6.1. Моделирование атмосферных процессов в пограничном слое городской атмосферы

Существуют статистические, теоретические и полуэмпирические модели обмена энергией и массой внутри конфигураций урбанистического каньона. Наиболее прост для анализа радиационный обмен. Построена модель для расчета поглощения коротковолновой радиации зданиями и улицами (*Terjung, Louie*). Эта методология включала определение «радиационного соседства», т. е. учитывалось влияние одного здания на другое при расчете переноса лучистой энергии. Используя алгебраические выражения и множественное интегрирование, были получены и отражены компонентами «соседства» прямая и рассеянная радиация в городском каньоне. Такая модель была применена к гипотетическому «синтетическому» городу данной формы, структуры и размера для различных широт и сезонов. Во всех случаях было показано, что центральная часть города больше поглощает радиацию, чем его окрестности. Далее, к модели для потока коротковолновой радиации добавили подмодели для расчета длинноволновой радиации и турбулентного переноса. Смоделировано альbedo каньона с учетом эффекта многократного отражения от зданий различных высот. Авторы утверждают, что такая модель позволяет построить карты радиационных свойств подстилающей поверхности Земли для любого города по картам урбанистического пространства.

Существуют модели вихревой циркуляции, которая образуется в каньонах, когда поток воздуха перпендикулярен их осевой ориентации и струйный поток, когда ветры параллельны этой оси (*Nicholson*). В результате получено, что характерный общий профиль ветра для урбанистического района состоит из логарифмического сечения над уровнем крыш и экспоненциального сечения — ниже их уровня. Далее рассматривались модели баланса энергии (*Bergstrom, Viskanta*) — одномерная, зависящая от времени модель атмосферного пограничного слоя в основном для изучения влияния концентрации загрязнителей на термический режим и обратное воздействие термической устойчивости на дисперсию загрязняющих примесей. Модель состояла из «естественной» атмосферы, загрязненного пограничного слоя и деятель-

ного слоя земли. В естественной атмосфере переменные рассматривались зависимыми от времени, в загрязненном слое скорость, температура и концентрация загрязнений были функциями высоты и времени, в почве температура изменялась с глубиной и временем. Атмосфера предполагалась горизонтально однородной и адвекция пренебрежима. Результаты расчетов показали, что преимущественное влияние антропогенных примесей заключается в увеличении температуры поверхности, несмотря на ослабление коротковолновой радиации. Следует отметить, что в этих моделях существует неопределенность в выборе оптических свойств и концентрации примесей в урбанистическом районе. Описаны результаты численного моделирования микроклимата городов, таких, как Монреаль (*Gutmann, Torance*), Сент-Луис (*Vukovich, Dunn*), Токио (*Saito*) и др. В этих работах в основном изучается влияние какого-либо определенного фактора на климат города. Например, на основе двумерной модели с включением влияния водяного пара на радиацию и уравнения баланса с членом антропогенного тепла исследуется чувствительность ОТ к вариациям параметра шероховатости и искусственного потока тепла ночью, в условиях зимы (*Gutmann*), или изучается зависимость ночного ОТ от устойчивости атмосферы и скорости геострофического ветра. *Myrup* в своей модели впервые использовал уравнение баланса тепла для определения температуры подстилающей поверхности в условиях города и его окрестностях. *Vukovich* исследует зависимость микроклимата Сент-Луиса от скорости и направления внешнего ветра при заданной величине ОТ (ΔT). Модель включала основные функции, характеризующие город, включая пространственное распределение топографии местности, высоту зданий, шероховатость поверхности и поле температуры подстилающей поверхности. Эти свойства наносились на сетку города и окружающего пространства. Рассматривалось 8 уровней до высоты 8 км. Вертикальные коэффициенты диффузии рассчитывались с использованием значения высоты уровня перемешивания, связанного с функциями устойчивости. Задавались начальные условия для ветра и температуры. Было обнаружено, что интенсивность острова тепла и его циркуляция уменьшались с увеличением скорости ветра. *T. Saito* также при заданном ΔT исследует зависимость поля ветра от ОТ г. Токио с учетом реального побережья в этом районе.

М. Е. Берлянд и М. Н. Зашихин моделировали метеорологический режим в городе на основе решения системы уравнений притока тепла и влаги в атмосфере, теплопроводности почвы, а также уравнения движения и уравнения неразрывности. Полагая, что размеры города достаточно велики, авторы пренебрегают краевыми эффектами в поперечном к скорости ветра направлении. При исследовании суточного хода температуры и влажности воздуха ограничиваются рассмотрением их отклонений от среднесуточных значений. Система уравнений записана в следующем виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \varepsilon, \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial T_n}{\partial t} = k_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{g}{T_0} \int_0^\infty \frac{\partial \theta}{\partial x} dz - cu^2; \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (6.4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (6.5)$$

где θ , T_n и q — отклонения соответственно температуры воздуха и почвы, массовой доли водяного пара (удельной влажности) от их среднесуточных значений за городом на подстилающей поверхности, равных T_0 и q_0 (здесь и далее введены обозначения авторов); u , w — горизонтальная и вертикальная составляющие скорости ветра; k — коэффициент турбулентного обмена; k_m — теплопроводность почвы; ε — притоки тепла; g — ускорение свободного падения; c — коэффициент, определяющий воздействие застройки города на скорость ветра; (расчеты показывают, что если принять уменьшение скорости ветра внутри городской застройки на 30%, то значение $c = 0,0001 \text{ м}^{-1}$ и слабо зависит от расстояния до наветренного края города и от принятых значений ослабления скорости ветра); t — время; z — высота и глубина в почве; x — расстояние от наветренного края города. Для коэффициента k в приземном и вышележащем слоях принимают различные модели (здесь и далее обозначения, введенные авторами).

В качестве граничного условия при $z=0$ используется уравнение теплового баланса в виде

$$-\lambda_0 \frac{\partial \theta}{\partial z} + \lambda \frac{\partial T_n}{\partial z} - L_w \gamma \frac{\partial q}{\partial z} = I(1-r) - E + P, \quad (6.6)$$

где λ_0 , λ — молекулярная теплопроводность соответственно воздуха и почвы; L_w — скрытая теплота парообразования; r — альбедо подстилающей поверхности; I , E — отклонения соответственно суммарной солнечной радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности от их среднесуточных значений. Учитывается соотношение между влажностью воздуха q и ее насыщающим значением q_n :

$$q = \delta_1 [q_n(\theta) - q_n(T_0)], \quad (6.7)$$

где δ_1 — константа, зависящая от вида почвы. Величина P определяет прямой поток тепла, выделяемый в приземном слое воздуха тепловыми источниками вследствие хозяйственной деятельности. Авторы полагают, что у подстилающей поверхности затухает скорость ветра и исчезает его вертикальная составляющая, т. е. $u=0$ и $w=0$. Верхнее граничное условие для θ и q задается для бесконечности. При решении задачи ограничиваются исследованием изменения скорости ветра по абсолютной величине; в качестве граничного условия полагают, что на достаточно больших z эта величина совпадает со значением геострофического ветра.

Поток суммарной солнечной радиации к поверхности земли I , а также приток солнечной радиации к атмосфере определяются из решения задачи о переносе радиации в замутненной атмосфере (по Берлянду).

Решая радиационную задачу, авторы определяют величины ϵ и I , необходимые для решения системы уравнения (6.1) — (6.5). Решение этих уравнений для городов средних широт дает, как утверждают авторы, значения интенсивности острова тепла, характер его изменения в течение суток и в годовом ходе, а получаемая зависимость ОТ от скорости ветра, высоты и т. п. хорошо согласуется с известными результатами многочисленных наблюдений.

Г. И. Марчук, В. В. Пененко, А. Е. Алоян, Г. Л. Лазриев (Вычислительный центр СО АН СССР) в численной модели для изучения микроклимата больших городов рассматривают гидродинамические аспекты проблемы микроклимата — взаимодействие воздушной массы с подстилающей поверхностью,

формирование острова тепла и локальных циркуляций на фоне внешнего потока.

Система уравнений модели имеет следующий вид:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{u} u' = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + \lambda v' \frac{\partial \delta}{\partial x} + l v' + \frac{\partial}{\partial z} \nu_u \frac{\partial u}{\partial z} + \Delta u; \quad (6.8)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{u} v' = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} + \lambda v' \frac{\partial \delta}{\partial y} - l u' + \frac{\partial}{\partial z} \nu_u \frac{\partial v}{\partial z} + \Delta v; \quad (6.9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{u} v' = & -s \left(w' + u' \frac{\partial \delta}{\partial x} + v' \frac{\partial \delta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} + \right. \\ & \left. + \Delta v' - u' \theta_x - v' \theta_y + \frac{L_w}{c_p} \Phi + Q_r \right); \end{aligned} \quad (6.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q'}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{u} q' = & -\frac{\partial \theta}{\partial z} \left(w' + u' \frac{\partial \delta}{\partial x} + v' \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \nu_v \frac{\partial q'}{\partial z} + \Delta q' - u' Q_x - v' Q_y - \Phi; \end{aligned} \quad (6.11)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda v'; \quad (6.12)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0; \quad (6.13)$$

$$u = v + u'; \quad v = V + v'; \quad w = W + w'; \quad v = \theta + v';$$

$$q = Q + q'; \quad \pi = \Omega + \pi';$$

$$\left(\Delta = \frac{\partial}{\partial x} \mu_1 \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu_2 \frac{\partial}{\partial y} \right).$$

Здесь t — время, x, y, z — криволинейные координаты, причем x, y взаимно ортогональны и направлены вдоль рельефа; $z = z_1 - \delta(x, y)$ — высота над уровнем моря, $\delta(x, y)$ — описывает рельеф; $\vec{u}$ — вектор скорости ветра; u, v, w — его составляющие в направлениях x, y, z соответственно; λ, l, S — параметры конвекции, Кориолиса и стратификации; μ_1, μ_2 — горизонтальные коэффициенты турбулентности; ν_u, ν_v — вертикальные коэффициенты турбулентности для количества движения и тепла; θ — потенциальная температура; q — массовая доля водяного пара (удельная влажность); π — величина, пропорциональная давлению; $U, V, W, \theta, Q, \Omega$ — фо-

новые значения метеорологических полей; u', v', w', θ', q' , π' — отклонения от фона; $\theta_x, \theta_y, Q_x, Q_y$ — горизонтальные градиенты фоновой потенциальной температуры и фоновой удельной влажности; L_w — скрытая теплота испарения; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; Φ — скорость образования жидкой фазы; Q_r — радиационная составляющая притока тепла.

Для описания приземного слоя используется следующая система уравнений:

$$\kappa z \frac{\partial |\vec{u}|}{\partial z} = u_* \varphi_u(\xi), \quad z \frac{\partial P}{\partial z} = P_* \varphi_v(\xi) (P_* = v q_*), \quad \xi = \frac{z}{L}; \quad (6.14)$$

$$\kappa |\vec{u}| = u_* f_u(\xi, \xi_u), \quad P - P_0 = P_* f_v(\xi, \xi_0), \quad \xi_u = \frac{z_u}{L},$$

$$\xi_0 = \frac{z_0}{L}; \quad (6.15)$$

$$v_i = \frac{u_* \kappa z}{\varphi_i(\xi)}, \quad (v_i)_h = \frac{u_* \kappa h}{\varphi_i(\xi_h)} \quad (i = u, v), \quad \xi_h = \frac{h}{L},$$

$$L = \frac{u_*^2}{\lambda \kappa^2 v_*}. \quad (6.16)$$

$$H_0 = \rho c_p \left(v_* \frac{\partial v}{\partial z} \right)_0 = \rho c_p c_u c_v |\vec{u}|_h (v_h - v_0). \quad (6.17)$$

$$c_u = \frac{\kappa}{f_u(\xi_h, \xi_u)}, \quad c_v = \frac{\kappa}{f_v(\xi_h, \xi_0)}, \quad \xi_u = \frac{\xi_h}{H},$$

$$\xi_0 = \frac{\xi_u}{z} \left(H = \frac{h}{z_u}, \quad z = \frac{z_u}{z_0} \right), \quad (6.18)$$

где $(\vec{u}) = (u^2 + v^2)$ — модуль скорости ветра; u_* — скорость трения; Φ_*, q_* — масштабы потенциальной температуры и массовой доли водяного пара; κ — постоянная Кармана; z_u, z — параметры шероховатости для ветра и температуры (индексы 0 и h обозначают метеорологические поля при $z = 0$ и $z = h$ соответственно); L — масштаб длины; ξ — безразмерная длина; H_0 — турбулентный поток тепла; c_u, c — коэффициенты трения и теплопередачи соответственно; φ_i, f_i — непрерывные универсальные функции (по А. А. Казакову).

Начальные условия задаются в следующем виде:

$$u' = v' = a, \quad q' = 0, \quad v' = 0 \quad \text{при } t = 0. \quad (6.19)$$

Система решается при следующих краевых условиях:

$$\frac{\partial u'}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial v'}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial q'}{\partial x} = 0 \quad \text{при } x = \pm X; \quad (6.20)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial v'}{\partial y} = 0; \quad \frac{\partial \psi'}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial q'}{\partial y} = 0 \quad \text{при } y = \pm Y; \quad (6.21)$$

$$u' = 0, \quad v' = 0, \quad \psi' = 0, \quad q' = 0, \quad w' = 0 \quad \text{при } z = H; \quad (6.22)$$

$$w = 0, \quad h \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \begin{matrix} u \\ v \end{matrix} \right\} = \frac{\varphi_u(\xi_h)}{f_u(\xi_h, \xi_u)} \left\{ \begin{matrix} u \\ v \end{matrix} \right\}, \quad h \frac{\partial p}{\partial z} = \\ = \frac{\varphi_v(\xi_h)}{\varphi_v(\xi_h, \xi_0)} (p - p_0) \quad \text{при } z = h. \quad (6.23)$$

Здесь H — высота пограничного слоя атмосферы, X, Y — боковые границы области.

Над водой θ_0 и q_0 считаются заданными:

$$\psi_0 = \theta_0, \quad q_0 = q_n(\theta_0).$$

Над сушей функция q_0 вычисляется по формуле

$$q_0 = \eta_0 q_n(\psi_0), \quad (6.24)$$

где η_0 — относительная влажность, предполагаемая известной функцией от x, y, z ; q_n — насыщающая удельная влажность, которая рассчитывается по формуле Магнуса.

Для определения температуры поверхности земли записывается уравнение баланса тепла

$$G_S - \rho c_p \left(\psi_0 \frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 - a_r \rho L_w \left(\psi_0 \frac{\partial q}{\partial z} \right)_0 = \\ = I_0 (1 - A_S) + I_S - F_S, \quad (6.25)$$

где $G_S = \lambda_S (\partial T / \partial z)_S$ — теплопередача через поверхность $z = 0$, λ_S — коэффициент теплопроводности, T — абсолютная температура почвы; A_S — альбеда; ρ — плотность воздуха; F_S — эффективное длинноволновое излучение; a_r — безразмерный коэффициент, позволяющий учесть тот факт, что в разных точках подстилающей поверхности вследствие ее неоднородности на испарение (конденсацию) тратится неодинаковое количество тепла; I_0 — коротковолновая солнечная

радиация, рассчитанная по Албрехту; $I_S(x, y, t)$ — функция, описывающая поток тепла, который выделяется в процессе производства и потребления энергии в городе.

Отдача тепловой энергии в атмосферу возможна либо в виде реальной, либо в виде скрытой теплоты. В рассматриваемой модели искусственный поток тепла учитывается как добавка к радиационному притоку тепла.

При штилевых условиях перепад температуры между уровнями $z=0$ и $z=z_*$ может достигать довольно больших значений. В модели используют параметризационную формулу для вязкого подслоя:

$$v_S - v_0 = 0,0962 v_* (u_* z / \nu)^{0,45}, \quad (6.26)$$

где ν — кинематический коэффициент вязкости воздуха.

Основные входные данные, необходимые для моделирования микроклимата конкретных городов, следующие:

1. Географические координаты и план города.
2. Рельеф местности.
3. Характеристики подстилающей поверхности: параметр шероховатости, относительная влажность, альbedo, среднесуточная температура, коэффициенты температуро- и теплопроводности почвы.
4. Распределение и мощность искусственных источников тепла.
5. Термическая стратификация фоновой атмосферы и значение фоновых полей метеоэлементов: температуры, удельной влажности и компонентов вектора скорости.

Все величины, задаваемые на уровне входной информации, являются функциями пространственных координат. Фоновые значения метеоэлементов для прогностических целей получаются из моделей крупномасштабных атмосферных процессов, а при решении задач в диагностическом режиме — задаются по результатам обработки данных измерений в реальной атмосфере.

Авторы модели для примера рассчитали микроклимат города в летний период, задав рельеф местности. Из результатов эксперимента следует, что при штилевых условиях, когда микроклимат города формируется за счет влияния неоднородностей подстилающей поверхности, в городе температура почти всегда выше, чем в окрестностях, за исключением малого интервала времени после захода солнца.

Интенсивность ОТ (ΔT) имеет два максимума: один — около полудня, второй — ночью, перед восходом солнца. Ко-

гда интенсивность ОТ достигает максимума, центральные участки города в среднем на 3° теплее, чем окружающая территория.

Расчеты вертикальной структуры ОТ показали наличие над городом «теплового купола» высотой до 600 м. Несмотря на то, что ΔT на уровне двух метров ночью больше, чем днем, высота «купола» ночью меньше. Это, по-видимому, связано с затрудненным турбулентным перемешиванием из-за инверсии, которая образуется как над городом, так и над сельской местностью через 2—3 ч после восхода солнца. Образовавшись, инверсия постепенно усиливается и непосредственно перед восходом солнца достигает максимального значения над городом около 1°C при высоте около 100 м, а над сельской местностью достигает примерно 3°C при высоте около 200 м. С восходом солнца инверсия ослабевает и разрушается над городом несколько раньше, чем над его окрестностями.

При отсутствии внешнего ветра воздушные потоки в нижних слоях атмосферы направлены от сельской местности к городу. Таким образом, остров тепла стимулирует локальную циркуляцию, направленную от холодных участков местности к более теплым. При внешнем ветре на окраинах города ОТ будет способствовать усилению ветра с наветренной стороны и ослаблению ветра с турбулентной стороны. Днем над городскими застройками вследствие большой шероховатости происходит торможение воздушного потока. При этом скорость ветра в городе в среднем на 10—30% меньше, чем в окрестности города. Расчеты показали, что если город находится на берегу моря, то максимальная скорость наблюдается над морем, где контрасты температуры между водой и сушей, а также малая шероховатость способствуют усилению ветра. Ночью, когда турбулентность ослабевает, поле ветра над городом и остальной местностью становится практически однородным.

Внешний ветер существенно влияет и на городской ОТ. Это особенно заметно ночью, когда ветром с моря, в сторону суши, переносится теплый увлажненный воздух, который затем с турбулентными вихрями поступает к подстилающей поверхности. В результате сельская местность с подветренной стороны от города выхолаживается меньше, чем с наветренной стороны. Расчеты показывают, что чем больше скорость внешнего ветра, тем дальше продвигается масса теплого городского воздуха. При $v=9$ м/с температурное

различия между городом и окружающей местностью исчезает и ОТ наблюдается лишь в центральной части города. При $v=12$ м/с ОТ уже нигде не наблюдается. Лишь с подветренной стороны от города остается маленькая область со сравнительно низкими температурами.

Исследование вертикальной структуры ОТ при внешнем ветре показало, что днем интенсивный турбулентный обмен по вертикали и горизонтальный перенос тепла стирают температурные различия между городом и сельской местностью. Теплый купол над городом при отсутствии внешнего ветра достигает высоты 500 м, при $v=9$ м/с — не наблюдается.

При отсутствии внешнего ветра особо неблагоприятные условия для рассеивания примесей возникают ночью, когда, как правило, распределение температуры в приземном слое инверсионное. С появлением внешнего ветра усиливается турбулентный обмен. Следовательно, поток тепла, направленный ночью из атмосферы к поверхности земли, будет препятствовать выхолаживанию подстилающей поверхности больше, чем, когда внешний ветер отсутствует. Из-за различных шероховатостей влияние ветра должно ощущаться в городе сильнее, чем в его окрестностях.

Согласно расчетам, как уже отмечено выше, при отсутствии внешнего ветра ночью, когда из-за сильного выхолаживания подстилающей поверхности, прилегающей к ней, воздух охлаждается, над городом образуется слой инверсии, который с восходом солнца разрушается. При поступлении тепловой энергии от искусственных источников тепла будет компенсироваться потеря тепла подстилающей поверхности, т. е. антропогенные источники будут способствовать ослаблению инверсии. Система (6.14) — (6.18) решалась с учетом величины J антропогенного тепла. Продолжительность инверсии при $J=0$ приблизительно равняется 7 часов и уменьшается с увеличением J . При J , равном $51,20$ Дж/м²·с, время разрушения инверсии приблизительно совпадает с восходом солнца. В отсутствии искусственных источников тепла инверсия над городом может достигать $\approx 3^\circ\text{C}$, а ее верхняя граница $z=250$ м. Выше наблюдается изотермия. С появлением искусственных источников тепла инверсия и соответственно нижняя граница изотермии опускаются.

Авторы провели серию экспериментов, в которых последовательно одной из физических характеристик, соответствующих городу, например, альбедо, параметру шероховатости и т. д., присваивалось значение такое же, как и для

сельской местности. Величина разностей интенсивностей ОТ в различных экспериментах использовалась для оценки вклада различных физических процессов в формировании микроклимата города.

Расчеты показали, что при одинаковом значении параметра шероховатости величин ОТ понижается. Максимальный вклад фактора, связанного с разностью теплофизических свойств поверхности города и его окрестностей ночью $1,3^\circ$, днем — $1,1^\circ$. Вклад искусственных источников тепла в интенсивность ОТ достигает $1,6^\circ\text{C}$.

Сравнительный анализ расчетов при различных входных данных позволяет сделать вывод об относительной роли тех или иных факторов естественного и антропогенного происхождения.

Для атмосферы тропических широт интересно рассмотреть численные эксперименты по моделированию микроклимата города, расположенного в горной местности (В. В. Пененко, А. Е. Алоян). Цель таких экспериментов — выяснение механизмов формирования особенностей микроклимата города, расположенного в области со сложными физико-географическими и климатическими условиями. Исходной для проведения численных экспериментов является численная модель локальных атмосферных движений в квазистатистическом приближении с учетом орографических неоднородностей и уравнение баланса тепла. Поскольку формула Албрехта пригодна для расчета потока солнечной радиации для ровной местности, то в численных экспериментах учитывалась разница в инсоляции склонов в зависимости от их экспозиции, которая приводит в условиях пересеченной местности к ощутимым мезометеорологическим контрастам. Коэффициенты вертикального турбулентного обмена авторами модели определяются из уравнения баланса энергии турбулентности, а по горизонтали предполагаются заданными.

Для численного моделирования микроклимата города использовался случай, когда локальные атмосферные движения развиваются под воздействием орографических и термических неоднородностей подстилающей поверхности на фоне внешнего фонового потока. Кроме того, проводились расчеты с учетом искусственных источников тепла, определяющих термическое воздействие города. Расчеты, в которых предполагалось отсутствие фонового ветра и искусственных источников тепла, показали, что при таких условиях причиной возникновения и развития локальных атмосферных процессов

является неравномерное нагревание отдельных участков земной поверхности в зависимости от ориентации склонов к направлению солнечных лучей. Например, днем южные склоны гор нагреваются интенсивнее, чем долина, где расположен город, вследствие этого воздушный поток направлен в сторону гор, а в верхних слоях пограничного слоя атмосферы течение меняется на обратное. В вечерние часы картина процессов обратная. Такое явление имеет ярко выраженный суточный ход. Далее проводились расчеты при условии отсутствия фонового ветра и наличии искусственных источников тепла. В этом случае развитие долинного ветра в зоне города несколько ослабляется вследствие действия городского ОТ и уменьшения градиента температуры в атмосфере между городской зоной и прилегающими горными районами. В результате антропогенные примеси из городской зоны, очевидно, будут переноситься более медленно.

Расчеты с учетом фонового ветра и искусственных источников тепла показали, что в городской части атмосферы поток, направленный в сторону гор, развивается несколько слабее, чем в случае, когда источники отсутствуют. Вечером, наоборот, ветер слегка усиливается. Действие фонового ветра совместно с городским ОТ усложняет структуру атмосферной циркуляции.

Анализ результатов расчетов свидетельствует, что формирование микроклимата происходит под влиянием и при взаимодействии трех главных факторов: горно-долинной циркуляции, фонового потока и городского ОТ с учетом антропогенных факторов. Например, в утренние часы искусственные источники тепла в городе способствуют движению воздушных масс в сторону города, а долинный ветер, наоборот, замедляет это движение, поскольку из-за перегрева склонов он дует в сторону гор. Поэтому результирующий поток будет действовать в сторону доминирующего фактора. Вечером картина меняется: результирующий поток усиливается, поскольку горный ветер и ветер, возникающий из-за разницы температур города и окрестности, направлены одинаково (в сторону города). Усиление особенно заметно на склонах и на небольших расстояниях от горной местности. В этом случае атмосферные движения над городом напоминают по характеру процессы, генерируемые аналогично «гидравлическим диффузором». Влияние горного ветра в городе уменьшается с увеличением расстояния от склонов. В зависимости от ориентации горной системы и города могут возникнуть

ситуации, когда в отдельной части города сохраняется циркуляция, обусловленная ОТ, а на близких расстояниях от горной системы она деформируется или вообще отсутствует. Картина течений существенно усложняется при наличии фонового ветра, так как она теперь является результатом взаимодействия трех главных факторов: фонового потока, ОТ и горно-долинной циркуляции. Поэтому для каждого конкретного города для воспроизведения гидрометеорологического режима течений необходимо провести специальные численные эксперименты с реальным рельефом местности.

Таким образом, с помощью расчетов, выполненных по модели В. В. Пененко и А. Е. Алояна для описания микроклимата города, расположенного в горной местности, есть возможность дать качественную и количественную оценку влияния антропогенных и естественных факторов на изменчивость состояния атмосферы.

При моделировании атмосферных процессов в районе низких широт существенно, что в узком экваториальном поясе (5° с. ш. ... 5° ю. ш.) нельзя использовать гипотезу квази-геострофичности. Вне экваториальной зоны формирования начальных возмущений атмосферы задачи решаются качественно следующим образом: изменение притока тепла вызывает изменение поля температуры, что приводит к возмущениям в поле давления и ветра. Данные наблюдений экспедиций ТРОПЭКС-72, ТРОПЭКС-74 показывают отсутствие четкой связи между полями давления и ветра. Значит, для более глубокого изучения циркуляционного механизма в экваториальном поясе нужно расшифровать поля температуры и притоков тепла. Анализируя различные модели для экваториального пояса, Е. М. Добрышман пришел к выводу, что взаимосвязь полей метеорологических элементов в экваториальном поясе гораздо более сложная, чем во всей остальной атмосфере.

В экваториальном поясе линейные модели динамики атмосферы практически неприменимы. Так как средние изобары и изотермы в экваториальном поясе почти вытянуты вдоль кругов широты, то в качестве первого грубого приближения Е. М. Добрышман рассматривает зональную модель, т. е. считает все производные вдоль экватора равными нулю. Значения $|dp/dx|$, вычисленные по картам среднего наземного давления, полученным во время Международного тропического эксперимента в 1974 г., оказались в среднем почти в 6 раз меньше, чем (dp/dy) (ось y направлена на север).

Введено предположение, что поле температуры представляется в виде

$$T = T_0 - \gamma z + T'(y, z, t),$$

причем

$$|T/(T_0 - \gamma z)| \ll 1, \quad (6.27)$$

где t — время; z — вертикальная координата; γ — средний вертикальный температурный градиент. Из полной системы гидротермодинамики можно получить следующую систему уравнений, описывающих поля скорости и температуры в экваториальном поясе:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (\psi, U) = 0, \quad (6.28)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta \psi}{\partial t} + (\psi, \Delta \psi) = & \beta \left(\frac{\partial T'}{\partial y} - \frac{\gamma}{g\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \\ & + 2\omega \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{y}{r_0} \frac{\partial u}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (6.29)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\psi, T') + (\gamma_a - \gamma) \frac{\partial \psi}{\partial y} = \varepsilon. \quad (6.30)$$

Здесь $U = u - \omega y^2/r_0 + 2\omega z$; $\beta \approx q/T \approx 0,033$; u — зональный компонент скорости ветра; T, ρ — средние значения температуры и плотности; γ_a — сухоадиабатический градиент температуры.

Функция тока ψ связана с меридиональным v и вертикальным w компонентами скорости движения соотношениями

$$v = - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w = \frac{\partial \psi}{\partial y};$$

$$\text{символ } (A, B) \equiv \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial z} - \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\partial B}{\partial y};$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial y^2} - \frac{\partial^2}{\partial z^2}.$$

Система уравнений (6.28) — (6.30) решалась для определения реакции атмосферы на задаваемый приток тепла ($\varepsilon \neq 0$).

Проблема микроклимата городов представляет интерес не только как задача метеорологии. Остров тепла и система

локальных циркуляций во взаимодействии с подстилающей поверхностью и крупномасштабными атмосферными процессами являются фоном, на котором происходит, в частности, трансформация загрязняющих примесей.

6.2. Распространение примесей в городской атмосфере

Условия переноса и рассеяния примесей в атмосфере определяют мониторинговые состояния загрязнения атмосферы городов. Повышение концентраций примесей в конкретном районе зависит от определенных сочетаний метеорологических параметров. Сочетание метеорологических параметров, определяющих возможный при заданных выбросах уровень загрязнения атмосферы, называют потенциалом загрязнения атмосферы (ПЗА). Различают метеорологический и климатический ПЗА. Метеорологический ПЗА включает сочетание наблюдаемых (или ожидаемых) метеорологических параметров в определенный период (час, сутки) и используется при прогнозировании возможных изменений уровня загрязнения на короткие временные интервалы. Климатический ПЗА включает многолетние климатические характеристики. Поэтому он позволяет оценить ожидаемый в данном физико-географическом районе (при заданных выбросах) средний уровень загрязнения.

Поскольку формирование уровня загрязнения атмосферы связано с условиями вертикального и горизонтального переноса и рассеивания примесей, то ПЗА может представляться в виде различных сочетаний метеорологических параметров, определяющих эти условия.

Изучение влияния метеорологических условий на состояние загрязнения атмосферы проводится во многих странах. В настоящее время установлено, что перенос и распространение примесей от выбросов высоких и низких источников обусловлены различными метеорологическими условиями. Скорость ветра (основной показатель горизонтального распространения примеси) по-разному влияет на распространение вещества, поступающего в атмосферу от высоких и низких источников. При выбросах от промышленных предприятий с высокими трубами значительные концентрации примеси у земли наблюдаются при так называемой опасной скорости ветра. Это вызвано тем, что выбрасываемая газовоздушная смесь имеет определенную скорость выхода из трубы и в случае ее перегрева относительно окружающего воздуха обла-

дает плавучестью. В результате вблизи источника создается поле вертикальных скоростей, способствующих подъему факела и уносу примесей в верхние слои атмосферы. При малых скоростях ветра увеличивается эффективный подъем факела и концентрация у земли снижается. Измерения показывают, что максимальные концентрации примеси на разных расстояниях от крупного источника при скоростях ветра 3—6 м/с выше, чем при скоростях ветра 0—2 м/с.

В случаях выбросов из низких и неорганизованных источников (например, автомобильный транспорт) увеличение концентрации примеси наблюдается при слабых ветрах за счет скопления примесей в приземное слое атмосферы. В городах с большим количеством низких источников рост уровня загрязнения происходит при снижении скорости ветра до 1—2 м/с.

По данным наблюдений в нескольких городах следует, что при слабом ветре средний уровень загрязнения воздуха пылью, сернистым газом, диоксидом азота и окисью углерода повышается на 30—140% по сравнению с уровнем при других скоростях ветра. Есть данные, свидетельствующие о корреляции среднесуточных значений концентраций сернистого газа с различными метеорологическими параметрами. Наибольшее влияние на формирование уровня загрязнения оказывает скорость ветра: концентрация примеси обратно пропорциональна скорости ветра в степени $1/2$. Кроме того, повышению концентрации примеси способствуют приземные инверсии.

Для расчета среднего уровня загрязнения с учетом скорости ветра М. Venaric предложил следующую формулу:

$$q_{cp} = c M_s u^b, \quad (6.31)$$

где M_s — выбросы на единицу площади; u — скорость ветра; c , b — коэффициенты. Если принять выбросы постоянными и обозначить $c M_s = k$, то из данных наблюдений за концентрацией примеси можно оценить значения этих коэффициентов.

Исследование влияния ветрового режима на загрязнение воздуха магистральных улиц показали, что содержание окиси углерода на дорогах аппроксимируется выражением:

$$q_{cp} = A e^{-Bu}, \quad (6.32)$$

где u — скорость ветра у проезжей части; A и B — числовые коэффициенты: A — характеризует концентрацию примеси при штиле, B равно 0,42—0,45.

Термическая устойчивость атмосферы, определяющая вертикальное перемешивание воздушных масс, как и скорость ветра, различным образом влияет на формирование уровня загрязнения от высоких и низких, нагретых и холодных источников. Теоретическими исследованиями установлено, что концентрация примеси в приземном слое зависит от характеристики источников выбросов. Установлено, что концентрация примеси в приземном слое от выбросов высоких источников увеличивается при усилении турбулентного обмена.

Нередко в качестве характеристики термической устойчивости атмосферы используют высоту слоя перемешивания (ВСП). В слое перемешивания наблюдаются интенсивные вертикальные движения, вызванные радиационным нагреванием и динамическими факторами. Вертикальный градиент температуры в этом слое приближается к сухадиабатическому или превышает его. Предполагается, что слой перемешивания распространяется до высоты, где неустойчивая или равновесная стратификация сменяется устойчивой. ВСП экспериментально определяется по ежедневным данным аэрологического зондирования атмосферы и максимальной температуры воздуха за сутки, полученной по метеорологическим наблюдениям. На аэрологической диаграмме максимальная за сутки ВСП находится в точке пересечения кривой вертикального распределения температуры в ночной срок с линией, проходящей по сухой адиабате через максимум температуры.

Согласно Э. Ю. Безуглой, ВСП (H) пропорциональна средней высоте пограничного слоя (H_0):

$$H_0 = 0,76H. \quad (6.33)$$

При выбросах из низких и неорганизованных источников, которых обычно в городе много, увеличение загрязнения атмосферы связано с усилением термической устойчивости атмосферы. В районах средних широт (СССР) высокого загрязнения атмосферы не наблюдается, если $H > 0,5$ км. В ряде городов США в период опасного загрязнения атмосферы ВСП не превышала 1 км.

Особенности стратификации атмосферы обычно характеризуются вертикальным градиентом температуры, наличием инверсий температуры и др. Увеличение концентрации примеси от высоких источников может достигать 50—70%, если инверсионный слой располагается непосредственно над источником выбросов и ограничивает их подъем. Если слой ослаб-

ленной турбулентности расположен на достаточно большой высоте от источника, то возрастание приземной концентрации вблизи источника будет невелико. Однако с увеличением расстояния от источника влияние задерживающего слоя возрастает. Слой инверсии температуры ниже устья трубы будет препятствовать поступлению выбросов вредных веществ в приземный слой.

В городских условиях при наличии большого числа низких выбросов опасные условия скопления примесей создаются при приземных и низких приподнятых инверсиях температуры, поскольку и те, и другие указывают на ослабление вертикального обмена. Согласно Э. Ю. Безуглой, при наличии инверсионного слоя над городом содержание примесей в атмосфере на 10—60% выше, чем при его отсутствии.

На содержание примесей в атмосфере влияет вертикальная протяженность и интенсивность инверсий.

Зависимость концентрации примеси от одного отдельно взятого метеорологического параметра выделить довольно трудно, поскольку влияние оказывает весь комплекс условий погоды, сопутствующий рассматриваемому параметру.

Инверсии температуры в сочетании с различными скоростями ветра могут усиливать опасность накопления примесей или создавать условия для их рассеивания. Большую опасность для городов представляют застойные ситуации, когда приземная инверсия сопровождается слабым ветром. Максимум концентрации окиси углерода, например, наблюдается при зстоях воздуха, а также при скорости ветра 5 м/с и приподнятой инверсии. Первый определяется выбросами из низких источников (автотранспорт), второй — выбросами из высоких труб и приподнятой инверсией над ними.

Накопление примесей в атмосфере усиливается в тумане. При поглощении примесей влагой могут образовываться более токсичные вещества. Например, в тумане происходит окисление сернистого газа до серной кислоты. При этом возрастает массовая концентрация примеси, поскольку вместо 1 г сернистого газа образуется 1,5 г серной кислоты.

Важную роль в формировании уровня загрязнения играет солнечная радиация, под влиянием которой происходят фотохимические реакции и образуются вторичные продукты загрязнения атмосферы, которые могут быть более токсичными, чем вещества, поступающие из источника выбросов. Важным фактором в образовании фотохимических загрязнений является температура воздуха. Кроме того, понижение темпера-

туры способствует формированию острова тепла и местной циркуляции, способствующей поступлению в город сравнительно чистого воздуха с окраин.

Осадки приводят к заметному очищению воздуха от большинства примесей, поступающих как от высоких, так и от низких выбросов.

Для оценки условий рассеивания примесей используются различные климатические параметры и различные способы их обработки. Для отдельных географических районов изучаются повторяемость категорий термической устойчивости атмосферы, высота слоя перемешивания и другие параметры. Например, в Японии, по данным аэрологического зондирования, изучались временные изменения структуры и повторяемости слоя перемешивания. Исследования показали, что влияние метеорологических условий на формирование уровня загрязнения атмосферы проявляется более четко, если рассматриваются сочетания метеорологических факторов, т. е. ПЗА. Во многих работах рассеивающая способность атмосферы (РСА) оценивается комбинированным показателем, включающим высоту слоя перемешивания и скорость ветра в этом слое. Например, для оценки влияния РСА на содержание примеси в атмосфере введен индекс застойных условий I_3 , учитывающий среднюю ВСП и среднюю скорость ветра за рассматриваемый временной интервал:

$$I_3 = R \sqrt{1/uH}, \quad (6.34)$$

где R — поправочный множитель; u — средняя скорость ветра; H — средняя высота слоя перемешивания.

В США разработан показатель ПЗА в виде функции, зависящей от высоты слоя перемешивания, скорости ветра и протяженности города в направлении преобладающего ветра. Для Индии предложен индекс ПЗА (R . Jeevananda), выраженный через произведение разности температуры в слое приземной инверсии и разности давления на верхней границе инверсии. Для территории Индии ПЗА определяется так же, как произведение слоя перемешивания на среднюю скорость ветра в этом слое.

Предложен (Н. Dor, S. Kruizinga) индекс устойчивости I_y в виде

$$I_y = c_1 \Delta \theta + c_2 (Hu)^{-1}, \quad (6.35)$$

где $\Delta\theta$ — разность потенциальной температуры в слое земли, равном 500 м; c_1 и c_2 — весовые коэффициенты.

В СССР широко используется показатель ПЗА, выраженный через отношение средних концентраций примесей при одинаковых выбросах в конкретном (q_i) и условном (q_0) районах, различающихся по климатическим условиям распространения примеси:

$$n = \bar{q}_i / \bar{q}_0. \quad (6.36)$$

Если принять, что распределение концентрации примеси соответствует логнормальному закону, то выражение для расчета среднего значения концентрации $q_{\text{ср}}$ может быть получено из выражения

$$q_{\text{ср}} = m e^{s^2/2}, \quad (6.37)$$

где m и s — параметры логарифмически нормального закона. Заменим в (6.37) параметры m и s на значения вероятностей реализации (P_1 и P_2) некоторых метеорологических условий, при которых будут наблюдаться концентрации примеси выше q_n и $a q_n$. Величина a и параметры, определяющие условия рассеивания, при которых наблюдаются концентрации выше заданных уровней, зависят от параметров выбросов вредных веществ (нагретые, высокие, холодные, низкие). Поэтому оценки ПЗА относятся к заданному типу источника и определенному географическому району. Для городских условий, в которых преобладают низкие источники выбросов, а также высокие с холодными выбросами можно принять $a = 1,5$ (по Э. Л. Безуглой). Тогда

$$\bar{q} = q_n \exp \left[\frac{0,04}{(z_2 - z_1)^2} - \frac{0,4 z_1}{z_2 - z_1} \right], \quad (6.38)$$

где z_1 и z_2 являются аргументами интеграла вероятности $\Phi(z)$, при которых Φ связано с P_1 и P_2 соотношениями $\Phi(z_1) = 1 - 2P_1$ и $\Phi(z_2) = 1 - 2P_2$. Для условного района выбираются минимальные значения, равные соответственно 0,1 и 0,05.

В городах примерно с одинаковым уровнем промышленного развития, но расположенных в различных климатических условиях, отмечается довольно тесная связь между показателем ПЗА и средним уровнем загрязнения атмосферы.

Временная изменчивость уровня загрязнения атмосферы зависит от изменений количества выбросов примесей и от

метеорологического режима переноса и распространения выбрасываемых веществ. Так, например, уровень загрязнения атмосферы окисью углерода зависит от параметров транспортного потока. По данным наблюдений в Тегеране получено (*M. Rachidi, M. S. Massoudi*), что содержание окиси углерода в приземном слое атмосферы зависит от интенсивности движения в транспортном потоке и скорости движения автомобилей. При скорости движения автомобилей 15—30 км/ч концентрация СО на дороге может достигать 175 мг/м³. При увеличении скорости движения автомобилей до 60 км/ч она уменьшается до 13—26 мг/м³. Проанализирована также зависимость концентрации примеси от отношения скорости движения автомобилей к количеству автомобилей, проходящих по дороге в 1 час, т. е. от интенсивности движения транспортного потока. Оказалось, что с ростом этого параметра содержание СО на дороге значительно снижается.

Исследования показали, что, в зависимости от вида источников и характера их размещений на территории города, изменчивость концентрации примеси, обусловленная изменениями метеорологических условий, составляет от 20 до 77% общей изменчивости концентрации. Следовательно, роль метеорологических условий в формировании среднего уровня концентрации примеси в некоторых районах может быть настолько большой, что будет в основном определять повышение уровня загрязнения. Влияние небольших изменений параметров выбросов на этом фоне может оказаться почти незаметным.

В городах обнаружен суточный и годовой ход уровня загрязнения воздуха, особенности которых определяются многими факторами. Для изучения закономерностей временной изменчивости концентрации примеси в атмосфере используются обычные статистические методы, аналогичные используемым в климатологии. На основе статистического анализа показано, что в Лос-Анджелесе изменения концентрации примеси в течение суток (*T. V. Chang*) описываются уравнением

$$q(\tau) = a q_0(\tau) + b D(\tau) T^c(\tau) u^d(\tau), \quad (6.39)$$

где q_0 — концентрация примеси вдали от города; $D(\tau)$ — плотность движения автомобилей; $T(\tau)$ — температура воздуха; $u(\tau)$ — скорость ветра; a , b , c и d — коэффициенты уравнения.

Концентрации примесей, составляющих фотохимические реакции (окись, диоксид азота, озон), изменяются под влиянием радиационных факторов. Фотохимические реакции особенно интенсивны в антициклонах при ясном небе и слабом ветре.

Итак, поле концентрации примесей в атмосфере зависит от характеристик выбросов и их источников, состояния атмосферы, потоков лучистой энергии. Метеорологические измерения по своему количественному и качественному составу все-таки не могут обеспечить расчет целого ряда важных характеристик атмосферы, определяющих перенос и рассеяние атмосферных примесей. Поэтому возникает необходимость создания точной математической модели атмосферного пограничного слоя, позволяющей на основе наземных метеорологических измерений и общей синоптической информации восстанавливать текущие и рассчитывать прогностические поля скорости ветра и характеристики турбулентности, необходимые для решения задачи о переносе примесей.

В Ленинградском гидрометеорологическом институте в течение ряда лет ведутся работы по созданию физически обоснованных моделей, предназначенных для описания гидродинамических и термодинамических процессов на масштабах в десятки и сотни километров (А. С. Гаврилов). Для расчета загрязнения большого города рассматривается трехмерная численная модель атмосферного пограничного слоя. Общая система уравнений гидротермодинамики атмосферы записывается для мезофлуктуаций компонент скорости ветра (u , v , w), потенциальной температуры Φ и массовой доли водяного пара q в виде (6.8) — (6.13).

Точность модели в значительной мере определяется физической содержательностью используемых для ее замыкания приближений и пространственно-временным распределением принятой вычислительной процедуры. Параметризация приземного слоя А. С. Гавриловым осуществляется с использованием аналитических аппроксимаций универсальных функций теории подобия Монина — Обухова, полученных из решения системы уравнения для вторых моментов.

Используемая параметризация облачности и туманов основывается на использовании уравнений переноса удельного влагосодержания и эквивалентной температуры с идентифи-

кацией наличия облака в данной точке пространства из условия

$$I_0 = \Pi - \gamma_a z - \frac{L_w}{c_p} S + T_m(S), \quad (6.40)$$

где $T_m(S)$ — температура точки росы для массовой доли водяного пара, совпадающей с S ; Π — эквивалентная температура, $\Pi = \vartheta + L_w/c_p q$.

Для вычисления коэффициентов вертикального турбулентного обмена получена физически реализуемая система уравнений для вторых и третьих одноточечных моментов.

Используемый метод расчета поля загрязнения примеси предполагает существование двух типов ее источников, точечных и площадных. В первом случае для вычисления параметров облака выброшенной из источника примеси используются соотношения теории подобия лагранжевых характеристик турбулентности, полученные с применением стохастической модели турбулентной диффузии в стратифицированном приземном слое атмосферы. Для произвольного

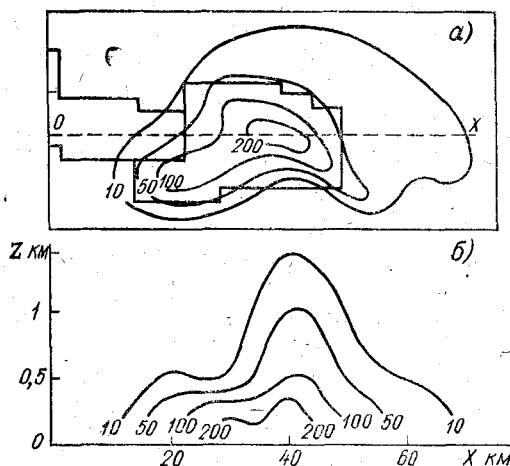


Рис. 19. Поле приземной концентрации примеси (а) и сечение «купола примеси» вдоль оси $0-x$ (б) для промышленного города в условиях, близких к штилевым

площадного источника дополнительно интегрируется уравнение переноса для массовой концентрации $c(x, y, z, t)$:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} k_z^{(c)} \frac{\partial c}{\partial z} + k V_c^2, \quad (6.41)$$

где $k_z^{(c)}$ — коэффициент вертикального турбулентного переноса примеси, принимаемый равным $k_z^{(q)}$ — коэффициенту вертикального турбулентного переноса водяного пара.

Описанная выше модель применялась для расчета трехмерного поля загрязнения атмосферы, расположенного на берегу моря промышленного города и его окрестностей. Температура подстилающей поверхности считалась известной и полагалось, что город теплее окрестностей на 2°C , все источники примеси в его пределах расположены равномерно и их интенсивность не зависит от времени. На рис. 19 представлены результаты расчета поля концентрации через 48 ч реального времени развития процесса.

Исследователями разрабатываются различные типы моделей в зависимости от характерных пространственных масштабов исследуемых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безуглая Э. Ю. Мониторинг состояния загрязнения атмосферы в городах. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 200 с.
2. Гаврилов А. С. Математическое моделирование мезометеорологических процессов. — Л.: изд. ЛПИ, 1988. — 96 с.
3. Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 279 с.
4. Ландсберг Г. Е. Климат города. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 248 с.
5. Оке Т. Р. Климаты пограничного слоя. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 360 с.
6. Пененко В. В., Алоян А. Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. — Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. — 254 с.
7. Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 174 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Введение</i>	3
1. Влияние антропогенных факторов на радиационный и тепловой баланс	6
1.1. Антропогенные изменения радиационного баланса	—
1.2. Антропогенные изменения теплового баланса	16
2. Влияние города на термический режим атмосферы в районе низких широт	20
3. Антропогенные изменения ветрового режима атмосферы	32
4. Антропогенные изменения режима влажности облаков и осадков	37
4.1. Фазовые переходы воды в городской атмосфере	44
4.2. Влияние города на образование облаков и осадков	49
5. Фотохимический смог	56
6. Методы моделирования микроклимата города	60
6.1. Моделирование атмосферных процессов в пограничном слое городской атмосферы	—
6.2. Распространение примесей в городской атмосфере	74
<i>Литература</i>	83

Темплан 1990 г, поз. 240.

Елена Георгиевна Головина

ОСОБЕННОСТИ АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ В НИЗКИХ ШИРОТАХ

Учебное пособие

Редактор О. С. Крайнова

Сдано в набор 29.03.90. Подписано в печать 14.06.90. М-19587.
 Формат 60×84¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Литературная гарнитура.
 Печать высокая. Печ. л. 5,2. Уч.-изд. л. 5,4. Тираж 300.
 Заказ 605. Цена 50 коп.

ЛГМИ, 195196, Ленинград, Малоохтинский пр., 38

Межвузовская типография (2) СППО-2 Ленуприздата
 191065, Ленинград, ул. Халтурина, 5