

К.Я. Кондратьев, В.Г. Бондаренко, В.И. Хворостьянов

**ТРЕХМЕРНАЯ МЕЗОМАСШТАБНАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА  
АНТРОПОГЕННОГО И ОБЛАЧНОГО АЭРОЗОЛЯ С УЧЕТОМ  
ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАДИАЦИОННЫХ, МИКРОФИЗИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ И ОРОГРАФИИ. ЧАСТЬ II. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ**

С использованием сформулированной в первой части трехмерной мезомасштабной модели проведены численные эксперименты по исследованию оптических, микрофизических и аэрозольных связей, формирования облачности и тумана в орографически неоднородном атмосферном пограничном слое (АПС) и распространения аэрозоля, взаимодействующего с полями конденсата.

Исследуются взаимосвязи аэрозольных выбросов, оптических и радиационных характеристик атмосферы и микрофизических параметров облаков, туманов. Исследованы влияние орографии на распространение примесей от различного типа источников, а также особенности распространения легких и тяжелых компонентов аэрозольных выбросов в АПС.

С помощью описанной в первой части данной статьи модели [1] проведены три серии численных экспериментов. В экспериментах первой серии (эксп. 1, 2) исследовались влияние орографии на мезоструктуру облачности, тумана; оптико-аэрозольные связи и распространение аэрозоля, взаимодействующего с полями конденсата. В экспериментах второй серии исследовалось влияние степени наклона склонов модельного рельефа на распространение аэрозолей от приземного и приподнятых точечного (эксп. 3, 4), а также протяженного по вертикали (эксп. 5, 6) источников. В экспериментах третьей серии моделировали перенос аэрозолей и осадений их на плоскую подстилающую поверхность от приподнятых точечного (эксп. 10) и линейного протяженного по вертикали (эксп. 7–9) источников (см. табл. 1).

В эксперименте 1 начальная температура поверхности  $T_{x1} = 272,15^\circ\text{K}$ , распределение по высоте:  $T(z) = T_{x1} - \gamma z$ . По поверхности холма начальная температура задавалась  $T_0(x, y) = T_{x1} - \gamma_a \delta(x, y)$ , т.е. воздух при вынужденном подъеме по склону охлаждается по сухоадиабатическому закону. Профиль  $q$  задавался в виде  $q(z) = \left( \frac{H - 100}{100} \exp\left(-\frac{z}{A_D}\right) \right)$ . Момент времени  $t = 0$  соответствует 20 ч,

$H = 95\%$ ,  $A_D = 550$  м,  $H_p = 600$  м. Высота модельного холма  $h = 200$  м.

№ эксперимента	Площадь моделирования полигона $X \times Y$ , км <sup>2</sup>	Высота АПС $H_p$ , м	Наличие орографии (высота холма $h$ , м)	Начальная температура $T_{x1}$ , К/ Влажность $H$ (%)	Координаты источника $X, Y$ , км	Высота распространения источника $Z_s, Y_s/Z_s$ , км	Тип источника	Средний радиус частиц аэрозоля $R_s$ , мкм
1	15×15	600	200	272,15 95	6,0; 6,0	10	точечный	25
2	—»—	—»—	—»—	—»— 85	4,5; 4,5	—»—	—»—	—»—
3	—»—	—»—	—»—	—»— 70	6,0; 6,0	—»—	—»—	—»—
4	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	260	—»—	—»—
5	400×400	1200	300	283,15 70	120; 120	0/360	линейный	1
6	200×200	—»—	—»—	—»—	60; 60	—»—	—»—	25
7	400×400	—»—	отсутствует	—»—	100; 40	—»—	—»—	1
8	200×200	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	25
9	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	40
10	—»—	—»—	—»—	—»—	—»—	400	точечный	25

В результате ночного длинноволнового выхолаживания ( $R_0 \sim -60 \div -70 \text{ Вт/м}^2$ ) в слоях воздуха вблизи поверхности образуется приземная инверсия температуры, верхняя граница которой под влиянием турбулентности распространяется до высоты 200–250 м. Детальное разрешение в модели по вертикали позволяет подробно исследовать структуру деформированного орографической неоднородностью устойчиво стратифицированного потока. Рассматриваются режимы движения при малых числах Фруда  $Fr$ , когда поток преимущественно обтекает препятствие ( $Fr = \frac{u}{NH_p}$ ), где  $N \sim \sqrt{\frac{g(\gamma_a - \gamma)}{T_0}} \sim 10^{-2} \text{ с}^{-1}$  — частота Брента-Вайсяля; откуда  $Fr \approx 0,5 \div 2$ . Длина волны, «генерируемой» вследствие обтекания препятствия,  $\lambda_T = \frac{2\pi}{(N/u)} \sim 3 \div 7 \text{ км}$ . Численные расчеты показывают, что в нижней части АПС на наветренных склонах холма возникают два максимума восходящих движений, обусловленных боковым обтеканием холма (рис. 1, *a*). Они сменяются нисходящими движениями на подветренных склонах, также имеющими два максимума вследствие растекания «лобовой» части потока. С ростом высоты влияние бокового обтекания ослабевает, происходит смыкание областей восходящих и нисходящих движений, а вследствие наблюдаемого в АПС правого поворота ветра с высотой и переориентация их в направлении фонового ветра (рис. 1, *в*). Рассчитанные в модели закономерности обтекания устойчиво стратифицированным потоком колоколообразных препятствий согласуются с физическими экспериментами [2] и моделированием [3] за исключением того, что в экспериментальных условиях не воспроизводилось наблюдаемое в АПС «вращение» ветра с высотой и, соответственно, не отмечалась пространственная переориентация областей восходящих и компенсирующих нисходящих движений.

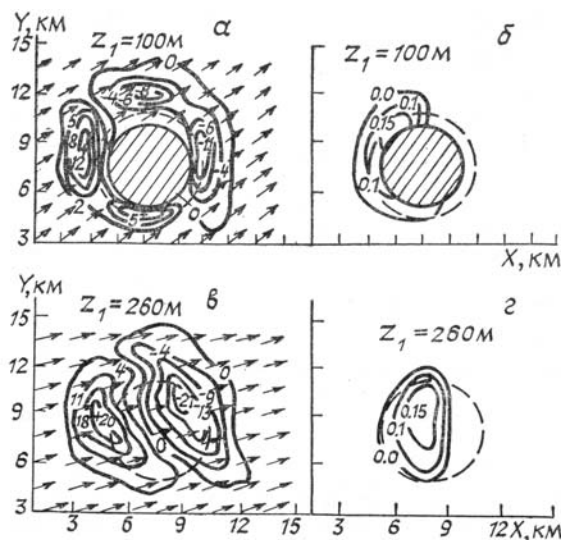


Рис. 1. Разрезы полей вертикальных движений до, см/с (*a, в*) и водности тумана  $q_L$ , г/кг (*б, з*) над холмом в горизонтальных плоскостях  $xoy$  на высотах  $z_1 = 100 \text{ м}$  (*a, б*);  $z_1 = 260 \text{ м}$  (*в, з*) в эксперименте 1 (заштрихованная область — срез холма, пунктир — его основание, стрелками обозначены векторы горизонтальной скорости  $C$  в узлах расчетной сетки)

При обтекании препятствия туман образуется на наветренном склоне в областях восходящих движений (рис. 1, *б, з*). Воздух при подъеме по склону препятствия охлаждается по сухадиабатическому закону, а поскольку набегающий поток стратифицирован влажнонеустойчиво, из-за «рассогласованности» градиентов  $T(z)$  над препятствием и за ним возникают возмущения, которые не описываются теорией квазипотенциального обтекания и носят характер внутренних гравитационных волн (ВГВ). Деформация поля скорости ветра при этом приводит к появлению вторичного максимума восходящих движений за препятствием (рис. 2, *a*). При перетекании через холм происходит турбулизация потока,  $K_z$  возрастает в 1,5–2 раза (рис. 2, *в*). Такие особенности структуры потока обуславливают образование тумана с наветренной стороны препятствия и приподнятой облачности за ним в областях восходящих движений (рис. 2, *д*). Потоки восходящего излучения  $F_i^\uparrow$ , будучи близкими к потокам излучения черного тела  $B(T)$ , в основном повторяют структуру поля температуры (рис. 2, *б*). Наличие облака и тумана приводит к резкому увеличению нисходящей ДВР ( $F_e^\uparrow$  возрастает до 280–290 Вт/м<sup>2</sup>) в областях с максимальным градиентом водности (рис. 2, *з*), т.е. облако экранирует ДВР и это приводит к изменению радиационного баланса подстилающей поверхности. Длинноволновое выхолаживание смещается с поверхности земли на верхние границы тумана и облачности (ВГ), где градиенты водности максимальны и достигают  $-2, -2,8 \text{ К/ч}$  (рис. 2, *е*). Это углубляет инверсии температуры на высотах ВГ, способствует увеличению  $q_L$  до 0,2 г/кг, благодаря существующей по-

ложительной обратной связи между  $R_L$  и что приводит к росту ВГ тумана и облачности (рис. 2, д, е). Так реализуется один из типов облачно-радиационных интерактивных связей, описанных выше. Таким образом, в отсутствие адвекции наличие рельефа приводит к возникновению двухслойной системы облачность — туман, которая развивается под влиянием радиационного фактора.

Распределение компонент теплового баланса подстилающей поверхности (уравнение (17) из [1]) иллюстрирует рис. 3. Вследствие ночного радиационного выхолаживания возникают компенсирующие турбулентные потоки к поверхности из атмосферы: явного  $B_T = -c_p \rho_a \kappa_z \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right)$  и скрытого

тепла  $B_q = c_p L \kappa_z \frac{\partial q}{\partial z}$ , и поток тепла из почвы  $B_s = -c_s \rho_s \kappa_s \frac{\partial T_s}{\partial x_{sj}}$ . Образование тумана и облачности из-

меняет радиационный баланс подстилающей поверхности. Приземная инверсия температуры на наветренной стороне препятствия разрушается под действием двух факторов — вынужденные восходящие движения и рост скорости ветра по высоте (члены с  $u\gamma_a\delta_x$ ,  $v\gamma_a\delta_y$  в уравнении (7) из [1]) обеспечивают дополнительное охлаждение на высотах, а также радиационное выхолаживание, переместившееся с подстилающей поверхности на верхнюю границу тумана, «выравнивают» вертикальный профиль  $T(z)$ . Это обуславливает ослабление приземной инверсии и уменьшение турбулентного потока тепла  $B_T$  из атмосферы к поверхности от  $-35$  до  $-7$  Вт/м<sup>2</sup> на наветренном склоне холма. С подветренной же стороны холма нагрев воздуха нисходящими движениями увеличивает градиент температуры в приземном слое, углубляет инверсию ( $B_T$ , возрастает до  $-40$  Вт/м<sup>2</sup> при  $X = 8-9$  км, рис. 3, а). Инверсия влажности в тумане разрушается из-за оседания конденсата на подстилающую поверхность,  $B_q$  уменьшается на холме втрое по сравнению с окружением (рис. 3, б). Парниковый эффект тумана приводит к тому, что  $R_0$  уменьшается от  $-60$ ,  $-70$  Вт/м<sup>2</sup> до  $-18$  Вт/м<sup>2</sup> рис. 3, з), локальный прогрев под слоем тумана приводит к резкому уменьшению компенсирующего потока тепла  $B_s$  из глубины почвы к поверхности от  $-30$  до  $-10$  Вт/м<sup>2</sup> (рис. 3, в). Таким образом, совместное действие радиационных и орографических эффектов обуславливает пространственную неоднородность составляющих теплового баланса подстилающей поверхности.

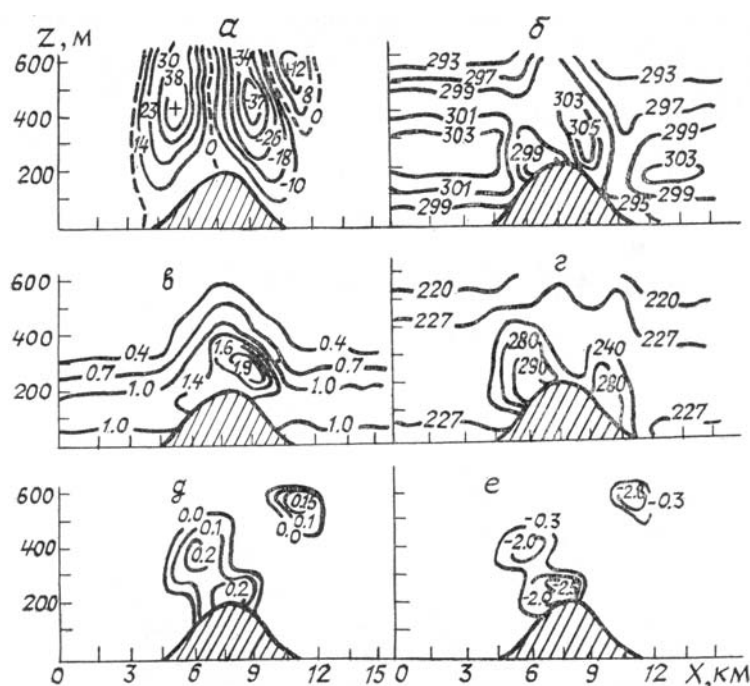


Рис. 2. Разрезы полей вертикальных движений  $w$ , см/с (а); вертикального коэффициента турбулентности  $\kappa_z$ , см<sup>2</sup>/с (б); потоков длинноволновой радиации: восходящего  $F_l^\uparrow$  (в) и нисходящего  $F_l^\downarrow$  (д), Вт/м<sup>2</sup>; влажности облака и тумана  $q$  г/кг (е) и радиационного притока тепла  $R_L$ , К/ч (е) над холмом (заштрихованная область) в плоскости  $xoz$  при  $y = 7,5$  км (эксперимент 1)

Аэрозоль, распространяясь от точечного непрерывно действующего источника, расположенного на высоте  $z_s = 10$  м в точке с координатами (6; 6 км) на наветренном склоне препятствия (начальная концентрация  $S_{10} = 1 \times 10^4$  л<sup>-1</sup>), наиболее интенсивно поглощается каплями тумана с наветренной стороны холма. В поперечном фоновом ветру вертикальном разрезе и в горизонтальном сечении на  $z_1 = 180$  м отчетливо проявляются максимумы концентрации  $\lg S$  с боковых сторон холма (рис. 4, б, в), причем максимум с юго-восточной стороны возвышенности обуславливается преимущественным направлением

бокового обтекания препятствия (вектор  $\mathbf{C}$ ), при этом происходит накопление примеси на каплях конденсата. В результате поглощения частиц аэрозоля и оседания захваченной каплями тумана примеси на подстилающей поверхности формируется пятно загрязнения с максимальными значениями  $\lg S_0$  и накопленного осадка  $F_s$  на наветренном склоне препятствия (рис. 4,  $z$ ). С подветренной стороны холма образуется пятно с минимальной степенью загрязнения, что обусловлено «экранирующим» действием шапки тумана и преимущественным боковым обтеканием препятствия облаком аэрозоля.

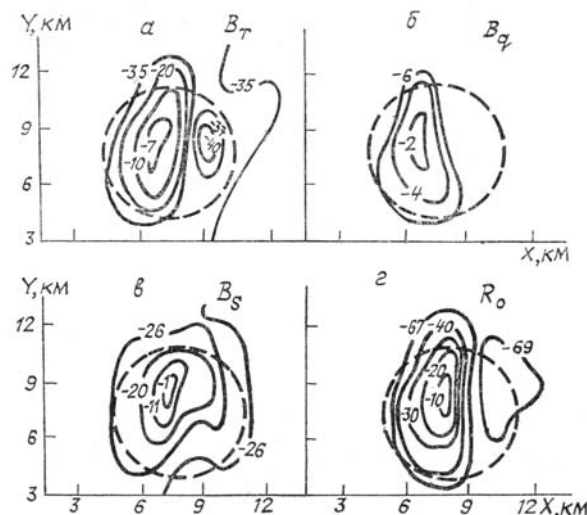


Рис. 3. Составляющие теплового баланса ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) подстилающей поверхности: турбулентные потоки явного  $B_T$  (а) и скрытого  $B_q$  (б) тепла, поток тепла из глубины почвы  $B_s$  (в) и радиационный баланс  $R_0$  (з)

Полученные результаты согласуются с данными экспериментальных исследований [4, 5] и теоретических расчетов [4, 6], которые показали, что в облаках и туманах наблюдается увеличение счетной концентрации аэрозоля (идет накопление примесей конденсатом).

Вертикальная оптическая толщина атмосферы рассчитывается по формуле [7, 8]:

$$\tau_\lambda = \int_0^z (\sigma_{w\lambda}(z) + \sigma_{a\lambda}(z)) dz, \quad (1)$$

где  $\sigma_{w\lambda}$  — сечение рассеяния излучения каплями;  $\sigma_{a\lambda}$  — аэрозодем. Расчеты по формулам для  $\sigma_{w\lambda}$  [9, 10] показали, что в тумане мощностью до 200 м со средними значениями водности  $q_L \sim 0,1 - 0,2$  г/кг,  $\bar{r}_L = 5$  мкм,  $\tau_{w\lambda} \cong 4 - 10$  на длине волны  $\lambda = 0,5$  мкм. Накопленный аэрозоль увеличивает оптическую толщину за счет двух факторов.

1. Зависимость сечений аэрозольного рассеяния от длины волны  $\lambda$  и относительной влажности  $H$ , согласно экспериментальным данным, определяется эмпирическими обратностепенными законами  $\sigma(\lambda) \sim \lambda^{-Q}$  [11, 12];  $\sigma(H) \sim (1 - H)^{-R}$  [13 - 15], которые можно получить теоретически из модели гигроскопического обводняющегося аэрозоля [16]:

$$\sigma_{a\lambda}(H) = D_1(v, \alpha) S \lambda^{-Q} (1 - H)^{-R}; \quad (2)$$

$$\sigma_{a\lambda}|_{H=100\%} = D_s \lambda^{-P}, \quad (3)$$

где  $D_1(v, \alpha)$  — константа, зависящая от микроструктуры аэрозоля;  $S$  — концентрация аэрозоля. При увеличении относительной влажности  $\sigma_{a\lambda}(H)$  возрастает в несколько раз, согласно (2), а в тумане при  $H = 100\%$ , согласно (3),  $\sigma_{a\lambda} \sim 1 - 3 \text{ км}^{-1}$  [16]. Аэрозольная оптическая толщина, согласно расчетам по данной модели, в областях загрязнения может достигать  $\tau_\lambda \sim 1 - 3$ .

2. Аэрозоль модифицирует микроструктуру облака и тумана, приводит к уменьшению размеров капель. Согласно [10, 11] зависимость  $\sigma_{w\lambda}(r_L) \sim r_L^1$ . В областях интенсивного загрязнения (рис. 4;  $x = 7$  км;  $y = 6$  км) вследствие активации новых ядер конденсации из аэрозольных частиц средний размер капель уменьшается на 30 - 50%. Согласно зависимости  $\sigma_{w\lambda}(r_L)$  на столько же возрастает сечение рассеяния и оптическая толщина (до 12 - 15).

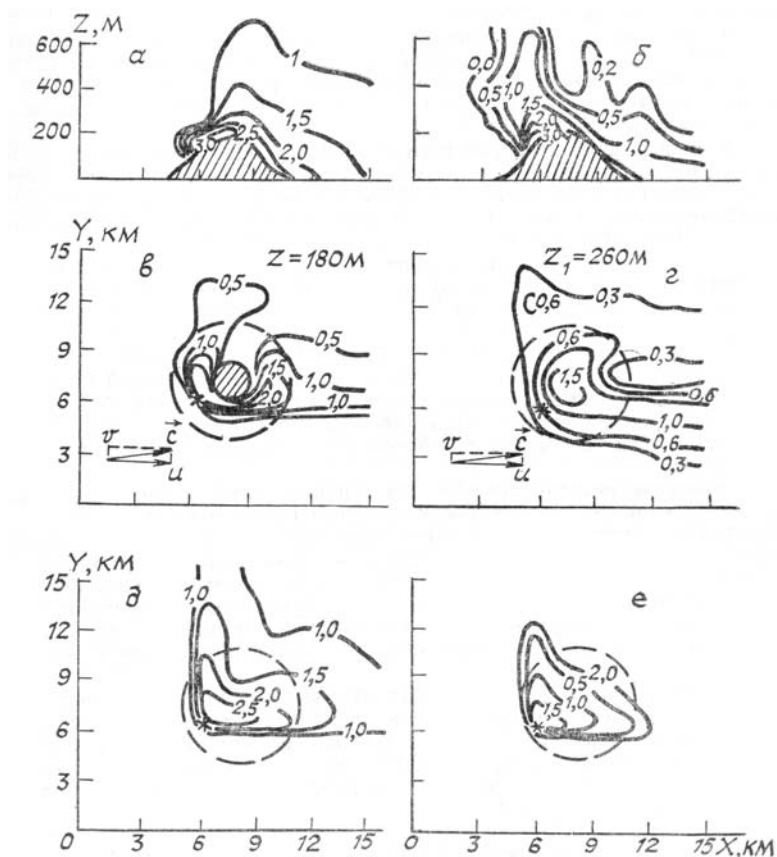


Рис. 4. Вертикальные разрезы полей концентрации примеси  $\lg S$  в плоскостях  $xoz$  при  $y = 7,5$  км (а),  $yoз$  при  $x = 7,5$  км (б); горизонтальные разрезы полей  $\lg S$  и компоненты вектора скорости  $C$  над холмом ( $h = 200$  м) на высотах  $z_1 = 180$  м (в) и  $z_1 = 260$  м (г); наземная ( $\lg S_0$ , д) и накопленная на подстилающей поверхности ( $F_s$ , е) концентрация примесей в эксперименте 1 (заштрихованная область — срез холма, пунктир, его основание)

Таким образом, антропогенные аэрозольные выбросы при наличии облаков и туманов могут быть обнаружены при дистанционном оптическом зондировании атмосферы как зоны роста сечений рассеяния радиации и оптической толщины. Это согласуется с экспериментальными данными [5, 9].

В экспериментах второй серии проводилось исследование распространения частиц аэрозоля при отсутствии тумана и облачности («сухая задача») при наличии орографической неоднородности подстилающей поверхности с различными углами ее склонов (табл. 1). Так, при высоте холма  $h = 200$  м и площади полигона  $15 \times 15$  км<sup>2</sup> (эксп. 3), разделение натекающего стратифицированного потока обуславливает существование до значительных высот пространственной неоднородности поля примеси, распространяющейся от приподнятого источника ( $z_s = 10$  м).

Распределение наземной концентрации  $S_0$  и накопленной осажденной примеси  $F_s$  указывает на существование с подветренной стороны холма зоны уменьшения осадков («тени осадков»), которая образуется вследствие торможения прямого набегающего потока орографическим препятствием и интенсивного бокового обтекания холма облаком аэрозоля.

Сравнение результатов расчетов с измерениями распространения примеси по поверхности колоколообразного препятствия в физическом модельном эксперименте [18] и при численном моделировании показывают удовлетворительное их согласие — накопленная концентрация примеси максимальна на наветренном склоне, имеет минимум с подветренной стороны и характер изолиний  $\lg S$  указывает на преимущественно боковое обтекание потоком и облаком примеси препятствий (что также показывают численные расчеты для реальной топографии [19]).

При поднятии источника на большую высоту ( $z_{s1} = 260$  м, (эксп. 4)) наблюдается более интенсивный вынос облака примеси в боковые стороны от холма деформируемым воздушным потоком. Расширение факела примеси в поперечном фоновому ветру направлении максимально на высотах, где наблюдается максимум поперечной компоненты  $v$  горизонтальной скорости ветра  $C$ .

Эксперименты 5, 6 проводились с введением в рассчитываемую область более пологих препятствий с максимальными высотами  $h = 300$  м. При выбранных горизонтальных масштабах ( $x, y \sim 200 - 400$  км) тангенсы углов наклона рельефа малы ( $\sim 10^{-3}$ ). При небольших скоростях ветра ( $u_\phi = G = 5$  м/с) наблюдается квазипотенциальное обтекание препятствий без существенной деформации натекающего воздушного потока. Распространение факелов примесей на высотах следует изме-

нению рельефа местности, и только в областях незначительных восходящих движений над наветренными склонами препятствий высота подъема частиц аэрозоля увеличивается. Таким образом, при незначительной степени орографической неоднородности подстилающей поверхности ( $\text{tg}\alpha_s \leq 0,001$ ) подтверждается вывод, сделанный в [4] о том, что пологий рельеф не оказывает существенного влияния на распространение примесей. Лишь при увеличении углов наклона склонов ( $\text{tg}\alpha_s \sim 0,05 - 0,1$ ; эксп. 3, 4) наблюдается неоднородное пространственное распределение седиментирующих примесей и накопленного на поверхности осадка.

В экспериментах 5–9 с помощью протяженного по вертикали линейного источника моделируются выбросы в атмосферу примесей с начальным перегревом от промышленных препятствий, тепловых электростанций, продуктов сгорания и т.п. Оценки в [4] показывают, что при начальном перегреве  $\Delta T \sim 50$  К высота начального подъема факела аэрозоля возрастает до 600 м. заданием линейного источника в узлах разностной сетки ( $\Delta x_s, \Delta y_s$ ) моделируется распространение выбросов с площадных источников, линейная протяженность которых не превышает шаг разностной сетки (1,5–20 км). Исследуется распространение компонент аэрозоля с различными весовыми характеристиками: от практически невесомых ( $R_s = 1$  мкм, моделируется перенос ядер конденсации, кристаллизации) до частиц с размерами  $R_s = 25, 40$  мкм (грубые фракции пыли, продукты сгорания) (табл. 1).

В расчетах линейный источник задавался в узлах сетки по вертикали в интервале высот  $z_{s1} = 0$  м,  $z_{s2} = 360$  м, фоновый ветер  $U_\phi = G = 5$  м/с, направление фонового ветра – северное. Температура подстилающей поверхности  $T_{x1} = 283,15$  К. Выбор пространственных масштабов, задаваемых в модели ( $400 \times 400$  км<sup>2</sup>,  $200 \times 200$  км<sup>2</sup>), определялся необходимостью оценить зоны распространения компонент аэрозоля различного размера. В эксперименте 7 размер частиц аэрозоля  $R_s = 1$  мкм, начальная концентрация  $S_{10} = 2 \cdot 10^4$  л<sup>-1</sup>, протяженный по вертикали линейный источник располагался в координатах  $x_s = 100$  км,  $y_s = 40$  км (табл. 1). Подъем факела практически невесомой примеси с  $R_s = 1$  мкм происходит до высот  $z = 600$  м (рис. 5, а, б). В результате ночного длинноволнового выхолаживания приземная инверсия температуры распространяется до высоты  $\sim 200$  м, выше которой наблюдаются слои с нейтральной стратификацией (рис. 5, б). Практическое отсутствие седиментации аэрозоля приводит к тому, что примесь распространяется в горизонтальном направлении выше зоны приземной инверсии температуры (на высотах 300–600 м) на значительные горизонтальные удаления от источника (рис. 5, а, б). Рост температуры до высоты 200 м обуславливает слабую степень турбулизации АПС (профиль  $\kappa_z$ , рис. 5, а) и изменения с высотой угла отклонения  $\alpha_c$  приземного ветра от фонового (рис. 5, б). Уширение факела легкого аэрозоля в поперечном среднем ветру направлении максимально на высотах  $\sim 200 - 500$  м, где максимальна поперечная составляющая горизонтальной скорости ветра (рис. 5, б). Полученные результаты согласуются с оценками распространения примеси со значительным перегревом в ночных и вечерних условиях, характеризующихся приземными инверсиями температуры. В этих случаях примесь может не доходить до земли и рассеиваться выше слоя инверсии.

Такие особенности ветрового переноса легкого аэрозоля обуславливают его дальний вынос, оседание под действием турбулентной диффузии на подстилающую поверхность и формирование пятна загрязнений, вытянутого в направлении среднего ветра. В результате 10-часового поступления аэрозоля в атмосферу на поверхности земли накапливается незначительное количество осадков, основная масса которых диффундирует от приподнятого факела, концентрация накопленного осадка убывает на порядок через каждые 50–70 км вниз по потоку (рис. 5, з).

Аэрологические измерения распространения ядер конденсации (ЯК) показывают наличие областей повышенной концентрации ЯК, связанных с определенными промышленными источниками. Так, в экспериментах 1971–1975 гг. по проекту МЕТРОМЕХ обнаружено, что на высоте 600 м над уровнем моря концентрация ЯК с подветренной стороны Сент-Луиса на порядок превосходит концентрацию ядер у наветренной стороны, при этом горизонтальная протяженность зон повышенной концентрации ЯК составляла 30–50 км [20]. Наличие большого числа ЯК приводило к перестройке микроструктуры облаков (средний диаметр капель с подветренной стороны промышленной зоны на 2–3 мкм меньше, а водность на 10–15% больше, чем с наветренной).

В экспериментах 8, 9 исследовалось распространение более тяжелой компоненты аэрозоля со средними размерами  $R_s = 25$  мкм и  $R_s = 40$  мкм на полигоне площадью  $200 \times 200$  км<sup>2</sup> (табл. 1).

Вследствие более интенсивного гравитационного оседания тяжелых частиц аэрозоля верхняя граница факела не превышает первоначальной высоты источника (360 м). Через 8 ч после начала счета устанавливается динамическое равновесие между поступлением частиц аэрозоля в атмосферу и скоростью их оседания на подстилающую поверхность. Траектория переноса седиментирующей примеси направлена по нисходящей трассе от линии выброса до поверхности земли (рис. 5, а, б) в отличие от переноса невесомой компоненты, которая распространяется выше задерживающего слоя инверсии. Правый поворот ветра с высотой в АПС на 25–35° обеспечивает «веерообразное» распространение оседающего аэрозоля (рис. 5, в, з). Степень загрязнения подстилающей поверхности с увеличением размера оседающих частиц резко возрастает. Через 10 ч накопленное количество осадка на поверхности земли в эксперименте 8 распределяется в виде «веерообразного» пятна и  $F_s$  уменьшается в среднем на порядок через каждые 30–50 км вниз по потоку (рис. 5, з). Расчеты в эксперименте 9 с размером частиц  $R_s = 40$  мкм показывают,

что вследствие более интенсивного оседания примеси на подстилающую поверхность происходит локализация осадка вблизи источника, образуется ограниченное по длине и ширине пятно. Значения накопленной концентрации падают на порядок через каждые 20–30 км в направлении среднего ветра.

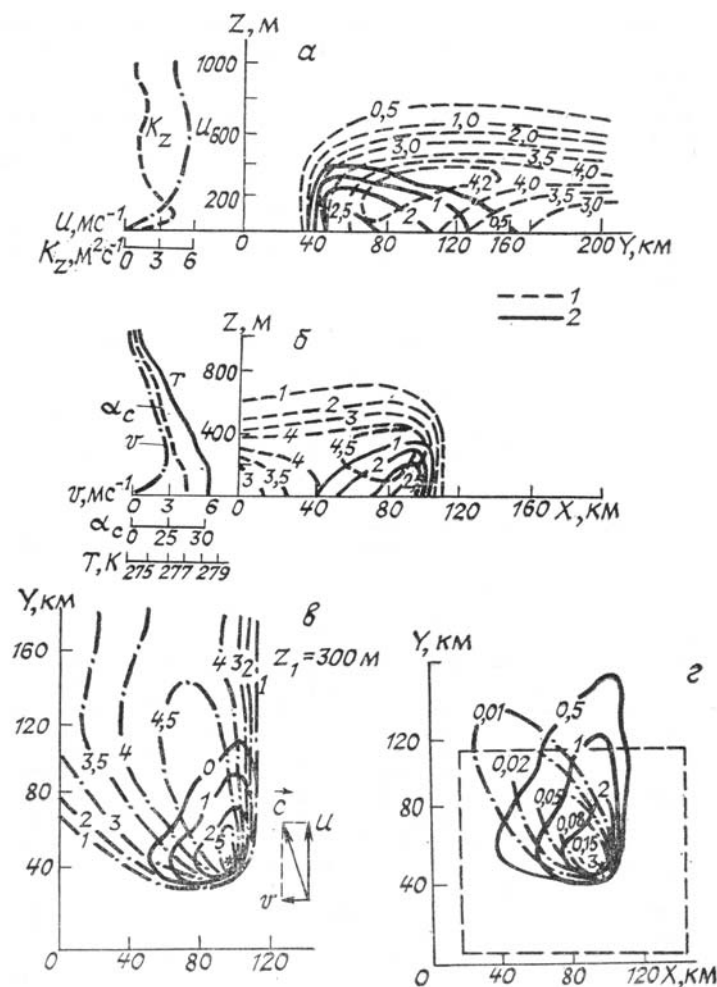


Рис. 5. Вертикальные разрезы полей концентрации примесей ( $\lg S$ ) вдоль и поперек фонового ветра (в плоскости  $yoz$  при  $x = 80$  км, (а) и в плоскости  $xoz$  при  $y = 100$  км, (б)); вертикальные профили метеоэлементов: продольной составляющей горизонтальной скорости ветра  $u$ , м/с; коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $k_z$ ,  $m^2/c$  (а); температуры, К; поперечной составляющей скорости ветра  $v$ , м/с; угла отклонения горизонтального ветра от фонового  $\alpha_c$ , град (б) и горизонтальные разрезы полей концентрации примеси  $\lg S$ : на высоте  $z_1 = 300$  м, компоненты горизонтального вектора скорости  $C$  (в); накопленная концентрация примеси  $F_s$  (г) в экспериментах 7, 8, через 10 ч эволюции факела примеси (1 – легкая компонента,  $R_0 = 1$  мкм; 2 – тяжелая компонента примеси,  $R_0 = 25$  мкм)

Как видно из рис. 5, г, при наличии суммарного аэрозольного выброса (легкой и тяжелой компонент) накопленный на подстилающей поверхности осадок образует трехлепестковую фигуру, благодаря фракционированию аэрозоля по массам (скорости оседания).

Таким образом, по измерениям концентрации накопленного осадка на земле (например, химического или радиоактивного) с помощью данной модели можно оценить модальные размеры фракций многокомпонентного аэрозольного выброса.

Распределение следа осадка от точечного приподнятого источника в эксперименте 10 отличается от «веерообразного» пятна осаждаемой примеси в экспериментах 7–9 меньшей дисперсией координат выпавших частиц в направлении оси  $x$ , большей вытянутого пятна в направлении фонового ветра (оси  $y$ ).

Анализируя результаты численных экспериментов, можно выделить следующее: представленная модель удовлетворительно описывает облачно-радиационные и оптико-аэрозольные связи мезометеорологического масштаба в орографически неоднородном АПС и с ее помощью можно оценивать результаты антропогенных загрязнений окружающих сред. Проведены оценки влияния орографических неоднородностей подстилающей поверхности на формирование туманов и облачности, исследовано их влияние на перестройку радиационного режима во всей толще АПС, исследованы закономерности распространения частиц аэрозоля с различными весовыми характеристиками при различных типах устойчивой температурной стратификации, определяемых взаимосвязями облачности и радиации. Та-

ким образом, приведенные расчеты показывают, что в районах антропогенного загрязнения и орographicной неоднородности подстилающей поверхности (например, в городах) распределение облачности и аэрозоля может существенно отличаться от среднестатистических оптико-аэрозольных и облачно-радиационных моделей атмосферы, что подтверждается данными наблюдений [5, 9, 21].

Проведенные расчеты могут облегчить планирование и проведение экспериментов по оптическому контролю загрязняющих выбросов, дистанционному зондированию атмосферы в промышленных районах, в частности, при исследовании влияния городов на оптические характеристики атмосферы и микроклимат.

1. Кондратьев К.Я., Бондаренко В.Г., Хворостьянов В.И. //Оптика атмосферы. 1989. Т. II. № 2.
2. Hunt J.C.R., Snyder W.H. //J. Fluid Mech. 1980. V. 96. P. 671–709.
3. Orographic effects in planetary flows. //GARP. 1980. № 23. 452 p.
4. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 448 с.
5. Белан Б.Д., Задде Г.О., Рассказчикова Т.М. //Метеорология и гидрология. 1987. № 4. С. 38–46.
6. Мазин И.П. //Метеорология и гидрология. 1982. № 1. С. 3–15.
7. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 224 с.
8. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 256 с.
9. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.
10. Кондратьев К.Я., Овчинников М.В., Хворостьянов В.И. //Оптика атмосферы. 1988. Т. I. Ч. I. № 6. С. 57–66. Ч. II. № 7. С. 28–37.
11. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965.
12. Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.
13. Kasten F. //Tellus. 1969. V. 21. № 5.
14. Hänel G. //Beitr. Phys. Atmos. 1971. № 2.
15. Панченко М.В. //Оптика атмосферы. 1988. Т. I. № 4. С. 25–29.
16. Хворостьянов В.И. //Метеорология и гидрология. 1980. № 4. С. 28–38.
17. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 512 с.
18. Snyder W.H., Britter R.E. //Atm. Environ., 1987. V. 21. № 4. P. 735–751.
19. Gross G., Vogel H., Wipperman F. //Atm. Environ. 1987. V. 21. № 3. P. 483–490.
20. Ландсберг Г.Е. Климат города. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 248 с.
21. Kondratyev K.Ya., Binenko V.I. //Boundary Layer Meteorol. 1987. V. 41. № 1–4.

Центральная аэрологическая  
обсерватория, г. Долгопрудный

Поступила в редакцию  
3 августа 1988 г.

K.Ya. Kondratyev, V.G. Bondarenko, V.I. Khvorostyanov. **A Three-Dimensional Mesoscale Model of the Transport of Anthropogenic and Cloud Aerosols with Account for Interaction of Radiative and Microphysical Processes and Orography. Part II. Results of Computations.**

Making use of the three-dimensional mesoscale model formulated in Part I, numerical experiments were carried out to study the cloud and fog formation as well as aerosol spreading in the orographically inhomogeneous planetary boundary layer (PBL). Cloud/aerosol interactions and their effects on the optical and radiative characteristics of the atmosphere were investigated. Influence of the orographic effects on the spreading of pollutants from various type sources and specific features pertaining to the spreading of light and heavy aerosol components in PBL were examined.