

О.А. Дубровская, В.С. Козлов<sup>1</sup>, В.М. Мальбахов<sup>2</sup>

## Оценка влияния крупных дымовых частиц на процессы осадкообразования

*Институт вычислительных технологий СО РАН, г. Новосибирск,*

<sup>1</sup>*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

<sup>2</sup>*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

Поступила в редакцию 15.02.2005 г.

Выполнены численные оценки, и показано, что дымовой аэрозоль, образующийся при лесных пожарах, может приводить к уменьшению осадков. Фазовый состав облаков с переохлажденной вершиной, дающих наиболее интенсивные осадки в средних широтах, весьма чувствителен к присутствию аэрозольных частиц размерами более 1 мкм. Вторжение крупнодисперсного дымового аэрозоля сопровождается быстрой кристаллизацией водяных капелек в верхней части облака, что существенно снижает интенсивность процессов осадкообразования.

### Введение

Лесные пожары оказывают тепловое и динамическое влияние на окружающую атмосферу, а также загрязняют воздух газовыми, жидкими и твердыми продуктами горения. Тепловое и динамическое влияние на процессы облако- и осадкообразования ограничено локальной областью, расположенной над зоной пожара, а дымовой шлейф от крупного лесного пожара может составлять более 100 км [1]. В 2002 г. в республике Саха (Якутия) массовые пожары охватили территорию 0,7 млн км<sup>2</sup>. Обстановка сопровождалась задымлением местности протяженностью более 2 тыс. км, а площадь задымления превышала 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup> [1]. Аэрозоль, образовавшийся при массовых пожарах, может попадать в облачный слой [2–4] и влиять на процессы облако- и осадкообразования на территориях масштаба региона.

Основное влияние на процессы осадкообразования оказывают конденсированные частицы дымового аэрозоля, поэтому влияние газов и других продуктов горения в работе не рассматривается. С учетом динамики изменения микроструктуры частиц на различных стадиях дымообразования и последующей временной трансформации дымовой аэрозоль в области размеров до 2 мкм, обладающий большим временем жизни и, следовательно, переносимый в шлейфах на большие расстояния, можно разделить на три фракции: мелкодисперсную — с медианным радиусом частиц  $0,03 < r < 0,06$  мкм, среднелдисперсную —  $0,3 < r < 0,6$  мкм и крупнодисперсную —  $1,0 < r < 1,5$  мкм [5], различным образом влияющие на процессы облако- и осадкообразования. На дымовых частицах в целом происходит конденсация водяного пара, а частицы среднелдисперсного и крупнодисперсного аэрозоля служат

ядрами коагуляции водяных капелек. Увеличение скорости конденсации пара и коагуляции водяных капелек зависит от химического состава аэрозоля, его гигроскопичности и многих других факторов.

Эти процессы приводят к интенсификации образования мелкокапельной дождевой фракции в «теплых» облаках, не содержащих ледяной фракции. В средних широтах в летний период основная масса осадков приходится на ливневые облака с вертикальными размерами от 5 до 10 км. Верхняя часть таких облаков расположена в переохлажденной части атмосферы. В обычных условиях она состоит из водяного пара, водяных капелек, ледяных кристаллов, снега и ледяной крупы [6]. Самолетные наблюдения и экспериментальные данные [6, 7] указывают на то, что ледяные кристаллы обнаруживаются при достижении кромки облаков на высотах, где температура воздуха ниже  $-12$  °С. Ледяные кристаллы образуются из пара и водяных капелек при наличии достаточного количества твердого аэрозоля с  $r > 1,0$  мкм [6, 7], фракции которого служат ядрами кристаллизации, что приводит к замедлению процессов осадкообразования [7] (ливневые осадки в средних широтах выпадают из облаков, вершина которых состоит из пара, водяных и ледяных частиц).

Механизм влияния пожаров на образование облаков и осадков сложен и до конца не изучен. Рассмотрим влияние на процессы образования осадков крупнодисперсного аэрозоля. По данным статистики, во второй половине лета 2002 г. наблюдалось аномально малое количество осадков на территории Восточной Сибири, что, по-видимому, можно объяснить замедлением процессов осадкообразования под влиянием дымового аэрозоля, образовавшегося при массовых лесных пожарах в Якутии летом 2002 г.

Данные лабораторных экспериментов, проведенных в термобарокамере [6, 7], показывают, что достаточно около 100 частиц крупнодисперсного аэрозоля на 1 м<sup>3</sup> воздуха, чтобы обеспечить кристаллизацию большей части капельной фракции при  $T \leq -12$  °С. Таким образом, чтобы оценить вероятное воздействие дымового аэрозоля на процессы осадкообразования, необходимо изучить ряд факторов:

- присутствует ли в дыме лесного пожара достаточно большое количество крупных аэрозольных частиц;

- могут ли такие частицы переноситься в средние слои атмосферы, где протекают процессы осадкообразования;

- является ли длительность пребывания частиц крупнодисперсного аэрозоля в средних слоях тропосферы достаточной для того, чтобы воздействовать на процессы осадкообразования.

Попытаемся ответить на поставленные вопросы.

В литературе достаточно широко представлены экспериментальные данные о коэффициентах эмиссии и дисперсном составе дымовых аэрозолей, образующихся при сгорании древесины и других лесных горючих материалов (ЛГМ). Из оценок, проведенных в [8, 9] и других работах, следует, что коэффициент аэрозольной эмиссии при сгорании ЛГМ варьирует от 1 до 5%. В [10] показано, что в древесном дыме для частиц радиусами 0,4–1,4 мкм достигаются высокие уровни счетной концентрации (до 10<sup>4</sup> см<sup>-3</sup>) и их вклад в суммарный объем (около 60%). Сведения об изменении объемного вклада трех субфракций аэрозоля для древесных дымовых аэрозолей пиролизной природы представлен в таблице [5].

**Объемный вклад трех субфракций древесного дымового аэрозоля для различных условий дымообразования и последующей трансформации во времени**

Фракция частиц	Медианный радиус частиц, мкм	Вклад фракций в объем аэрозоля, %		
		Слабый дым	Плотный дым	Выстоявшийся плотный дым
Мелкодисперсная	0,03–0,06	95–98	1–2	2–3
Среднедисперсная	0,3–0,6	2–5	3–5	18–20
Крупнодисперсная	1,0–1,5	–	90–95	75–80

Из таблицы следует, что с увеличением плотности задымления происходит образование все более крупнодисперсных дымов.

Влияние различных факторов на микроструктуру древесных дымов исследовалось в [10]. В малогабаритной аэрозольной камере объемом 0,1 м<sup>3</sup> (10<sup>5</sup> см<sup>3</sup>) проводился пиролиз древесного образца массой 380 мг. В качестве образца использовались обрезки кедровой ветки, покрытые корой. Эксперименты показали, что концентрация дымового аэрозоля среднедисперсной фракции  $0,4 < r < 1,4$  мкм за 8 мин измерений снизилась от 12 300 до 700 см<sup>-3</sup>.

Убывание концентрации объясняется осаждением аэрозоля на стенках камеры. Общее количество частиц в аэрозольной камере с  $0,4 < r < 1,4$  мкм составляет  $\approx 10^9$ .

Оценим, какая часть массы сгоревшей древесины  $n$  пошла на образование крупнодисперсного аэрозоля  $1 < r < 1,4$  мкм. Воспользуемся соотношением

$$n = \frac{m_1}{m} = \frac{(4/3)\pi r_c^3 \rho v n_1 N}{m}, \quad (1)$$

где  $m = 0,38$  – масса сгоревшей древесины, г;  $m_1$  – масса крупнодисперсного аэрозоля;  $r_c \approx (1 \text{ мкм} + 1,4 \text{ мкм})/2 = 1,2 \cdot 10^{-4}$  см – средний радиус частиц крупнодисперсного аэрозоля;  $\rho = 1,5 \text{ г/см}^3$  – средняя плотность вещества частиц дымового аэрозоля;  $v = 10^5 \text{ см}^3$  – объем камеры [10];  $n_1 \approx 0,5$  – доля крупнодисперсного аэрозоля в составе фракции частиц радиусом  $0,4 < r < 1,4$  мкм;  $N = 12 \text{ 300 см}^{-3}$  – счетная концентрация средних и крупнодисперсного аэрозоля;  $\pi = 3,14$ . Подставляя указанные значения в (1), имеем  $n = 1,75 \cdot 10^{-2}$ . Таким образом, при пиролизе древесины мелких ветвей хвойных пород деревьев в крупнодисперсный дымовой аэрозоль переходит приблизительно 1,75% сгоревшего вещества. Поскольку мы не учли массу аэрозоля, осаждающегося на стенках камеры, то оценки, проведенные в [5, 8–10] разными способами, приближенно совпадают.

Проведем приблизительную оценку времени оседания частиц аэрозоля с  $1 \leq r \leq 2$  мкм. По расчетным данным скорость гравитационного оседания по формуле Стокса при плотности частиц 1,5 г/см<sup>3</sup> составляет: для частиц радиусом 1 мкм –  $5,27 \cdot 10^{-5}$  м/с и 2 мкм –  $1,95 \cdot 10^{-4}$  м/с.

Частицы  $r = 1$  мкм за 1 сут опустятся приблизительно на 4, а  $r = 2$  мкм на 16 м. Таким образом, поднятые конвективным потоком на высоту нескольких сотен метров частицы таких размеров могут находиться в воздухе несколько десятков суток и переноситься в дымовых шлейфах на сотни и тысячи километров от места пожара.

## Физическая постановка задачи

Рассмотрим случай массового пожара, когда количество очагов горения велико. Через достаточно большое время после возгораний при жаркой и сухой погоде весь аэрозоль равномерно распределится в слое перемешивания за исключением локальных областей над очагами горения [3]. Оценим концентрацию крупного аэрозоля в слое перемешивания на примере массовых пожаров 2002 г. в Якутии. Будем учитывать лишь аэрозоль, выделившийся в атмосферу 14 августа 2002 г. Оценки, полученные в [1], показывают, что в этот период выделилось CO<sub>2</sub> около  $24,1 \cdot 10^9$  кг, CO –  $6,3 \cdot 10^9$  кг и CH<sub>4</sub> –  $0,37 \cdot 10^9$  кг. Поскольку весь углерод и водород, входящие в состав этих газов, образовались из древесины, то из этих данных можно получить лишь сильно заниженную оценку сгоревшей

биомассы, подсчитав массу газовых элементов (используя их молярную массу). Она составит  $\approx 9,66 \cdot 10^9$  кг, что соответствует менее чем  $10^{10}$  кг.

Предположим, что за 1 сут аэрозоль распространился по площади  $1000 \times 1000$  км и равномерно распределился в слое толщиной 1 км. Определим концентрацию частиц дымового аэрозоля в слое перемешивания, образовавшихся при сгорании  $10^{10}$  кг биомассы. Согласно нашим оценкам 1,75% этой массы, т.е.  $m_k = 1,75 \cdot 10^8$  кг, пошло на образование крупного дымового аэрозоля. Поскольку из [10] следует, что при горении  $m = 0,38$  г биомассы выделяется  $N = 12\,300 \cdot 10^5 = 1,23 \cdot 10^9$  частиц, то при горении  $m_k = 1,75 \cdot 10^8$  кг образуется  $N_k = (1/m)m_k N = 5,66 \cdot 10^{20}$  частиц  $r \geq 1,0$  мкм. Равномерно распределяя эти частицы внутри объема  $1000 \times 1000 \times 1$  км =  $10^{15}$  м<sup>3</sup>, получим в слое перемешивания концентрацию  $N_{\text{пер}} = 5,66 \cdot 10^5$  м<sup>-3</sup>.

Определим условия, при которых происходит проникновение аэрозоля из слоя перемешивания в свободную атмосферу. При интенсивных пожарах конвективная струя, возникающая над зоной горения и хорошо видимая из-за большой концентрации крупных дымовых частиц, может проникать в свободную атмосферу [2–4]. Кроме того, при достаточной влажности воздуха наиболее мощные из термиков, создающих слой перемешивания, достигают уровня конденсации и дают начало кучевым, кучево-дождевым и ливневым облакам. Таким образом, при достаточной влажности возникает двухъярусная конвекция, состоящая из термиков в слое перемешивания и расположенных над ним слоев конвективных облаков различных типов [11, 12]. Крупнодисперсный аэрозоль из зоны пожара попадает в слой перемешивания, где его концентрация почти постоянна. При образовании облачности незначительная часть аэрозоля попадает в облачный слой. Попав выше изотермы  $-12$  °С, аэрозоль влияет на фазовые переходы в системе «пар – лед – вода» (рис. 1).

Естественно, что эти облака содержат аэрозоль, проникающий из слоя перемешивания и влияющий на процессы облако- и осадкообразования. Общее количество такого аэрозоля не велико и согласно оценкам, проведенным в [3], не превышает 1% от его концентрации в слое перемешивания:  $N_{\text{обл}} = 0,01N_{\text{пер}} = 5,66 \cdot 10^3$  м<sup>-3</sup>. Таким образом, частиц  $r \geq 1,0$  мкм, выделившихся лишь за 1 сут массовых якутских пожаров, может хватить для того, чтобы повлиять на процессы фазовых преобразований в системе «пар – вода – лед» в переохлажденной части конвективных облаков.

## Математическая постановка задачи

Предполагается, что частицы аэрозоля  $r \geq 1,0$  мкм с заданной постоянной концентрацией уже содержатся в переохлажденной части облаков. В «теплой» части облаков и во внеоблачном пространстве дымовой аэрозоль ведет себя как пассивная примесь.

В качестве исходных приняты уравнения глубокой конвекции [13] с параметрическим учетом процессов облако- и осадкообразования [14]. Эти уравнения, граничные и начальные условия, а также метод решения приведены в [15].

Сеточная детализация  $512 \times 32$  узлов по горизонтали и 100 уровней по вертикали в области  $80 \times 10 \times 10$  км позволяет явным образом разрешать когерентные структуры (термики и конвективные облака) в стохастическом конвективно-облачном ансамбле.

Модель [15] использовалась для сопоставительного анализа количества и распределения осадков при наличии в атмосфере различных концентраций примесей. Возникновение облачности моделировалось заданием при  $z = h$  перегрева  $T_h$  в локальной части пространства  $R$  размером  $10 \times 10$  км по  $x$  и  $y$  соответственно [15].

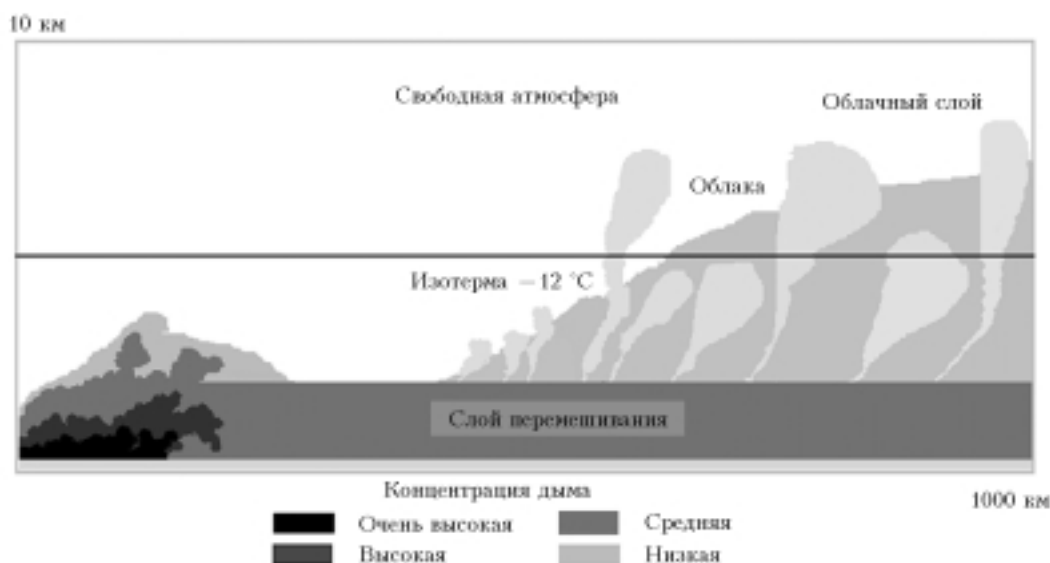


Рис. 1. Схема, поясняющая проникновение дымового аэрозоля в облачный слой

## Результаты расчетов

Расчеты проводились на 1,5 ч времени процесса. Результаты показали, что из-за перегрева через несколько минут образуется конвективный ансамбль, который вначале состоит только из термик.

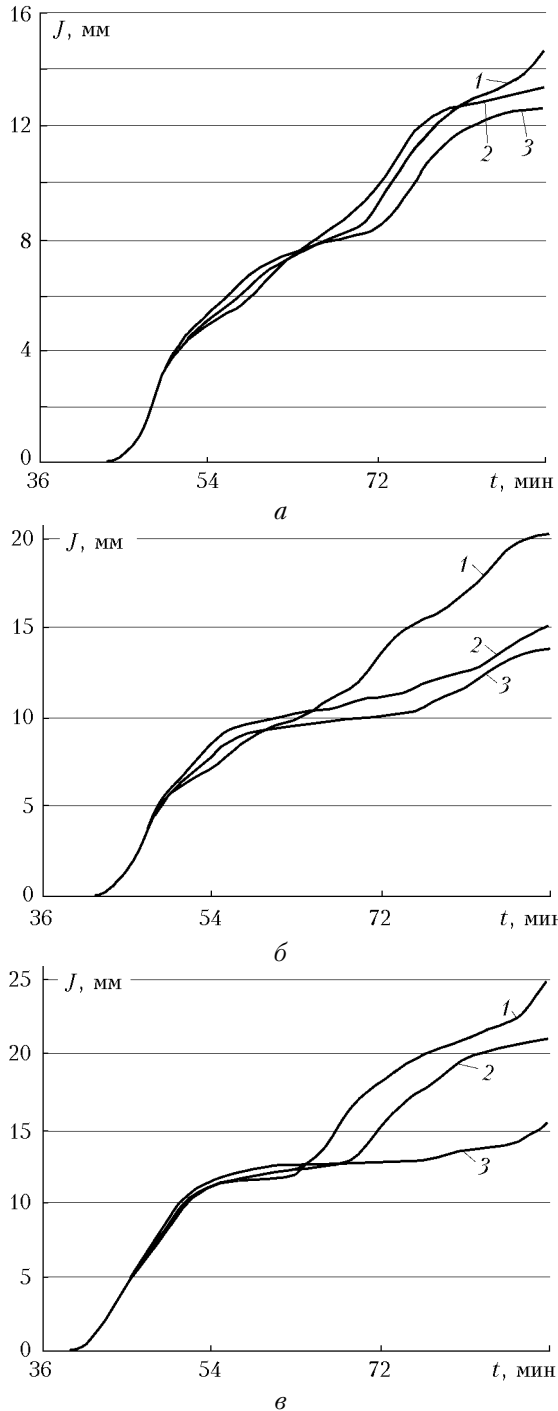


Рис. 2. Влияние аэрозоля на изменение количества выпавших осадков в различные моменты времени при температуре перегрева  $T_h = 5$  °C (а); 7 °C (б); 9 °C (в).  $J$  – количество выпавших осадков на уровне  $z = h$ ;  $t$  – время; 1 – аэрозоль отсутствует; 2 – концентрация аэрозоля составляет 100 частиц/м<sup>3</sup>; 3 – концентрация аэрозоля составляет 800 частиц/м<sup>3</sup>

Затем, когда наиболее «мощные» термики достигают уровня конденсации, начинают образовываться конвективные облака. Вертикальные размеры облаков увеличиваются, и через 20–30 мин из них начинают выпадать осадки. Интенсивность осадков существенным образом зависит от высоты верхней кромки облачности  $H_o$ , которая составляет около 4 км при  $T_h = 5$  °C, около 5 км при 7 °C и около 6 км при 9 °C. Количество осадков (мм) в различные моменты времени для этих значений перегрева приведено на рис. 2. Видно, что в отсутствие примесей в облаках в первом случае выпало 15 мм осадков, во втором – 20, в третьем – 25. Введение крупных частиц примеси во всех трех случаях приводит к уменьшению осадков. В первом случае концентрации 100 частиц на 1 м<sup>3</sup> оказалось достаточно для уменьшения осадков на 10%. Во втором и третьем случаях эта же концентрация частиц уменьшила количество осадков на 20%.

На основании результатов численных экспериментов можно сделать следующий вывод: если облако имеет переохлажденную вершину (именно эти облака дают интенсивные осадки), то попадание в облако аэрозольных частиц размерами более 1 мкм приводит к ослаблению осадков. Вторжение крупнодисперсного аэрозоля сопровождается быстрой кристаллизацией водяных капелек в верхней части облака. Такие облака дают существенно более слабые осадки, чем те облака, вершины которых состоят из суперпозиции ледяных кристаллов, снега и дождевых капель.

## Заключение

Результаты численного моделирования с использованием описанного теоретического подхода и с учетом имеющихся экспериментальных данных свидетельствуют о том, что дымовой аэрозоль, образующийся при лесных пожарах, действительно может привести к уменьшению осадков в средних широтах. Подобный эффект обычно не наблюдается при массовых пожарах в тропических лесах. В этой географической зоне ливневые осадки идут из «теплых» облаков, и поэтому все тепловые и динамические факторы, а также все виды аэрозоля способствуют интенсификации осадков. Пожары в тропических лесах почти всегда сопровождаются ливнями и грозами.

Более детальное изучение вопроса о воздействии (форсинге) массовых лесных пожаров на погоду и климат в средних широтах нуждается в выполнении дальнейших комплексных исследований с учетом многочисленных химических, фотохимических, микрофизических, тепловых и динамических факторов, ответственных за такое взаимодействие.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 03-05-65279 и 03-05-64787.

1. Сухинин А.И. Якутские пожары 2002 г. как прообразы глобальных экологических катастроф // Мат.лы 5-й Междунар. конф. «Природные пожары: возникновение, распространение, тушение и экологические

- последствия». Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. С. 181–182.
2. *Гришин А.М.* Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними. Новосибирск: Наука, 1992. 404 с.
  3. *Мальбахов В.М., Шлычков В.А.* Влияние конвекции на обмен газоаэрозольных эмиссий между подстилающей поверхностью и атмосферой // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2002. Т. 10. № 5. С. 651–657.
  4. *Мальбахов В.М., Шлычков В.А.* Расчет высоты подъема дымового аэрозоля, вовлекаемого в облачные системы в зоне лесного пожара // *Оптика атмосфер. и океана*. 2004. Т. 17. № 5–6. С. 453–456.
  5. *Козлов В.С., Панченко М.В.* Исследование оптических свойств и дисперсного состава древесных дымовых аэрозолей // *Физ. горения и взрыва*. 1996. Т. 32. № 5. С. 122–133.
  6. *Мейсон Б.Дж.* Физика облаков. Л.: Гидрометеониздат, 1961. 541 с.
  7. *Сулаквелидзе Г.К.* Ливневые осадки и град. Л.: Гидрометеониздат, 1963. 412 с.
  8. *Гришин А.М.* Математические модели лесных пожаров. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. 287 с.
  9. *Голицин Г.С.* Природные аналоги ядерной катастрофы // *Климатические и биологические последствия ядерной войны*. М.: Наука, 1987. С. 100–123.
  10. *Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Панченко М.В., Козлов В.С., Шмаргунов В.П.* Изменение микроструктуры древесных дымов в малогабаритной аэрозольной камере под воздействием различных факторов // *Оптика атмосфер. и океана*. 2003. Т. 16. № 4. С. 337–346.
  11. *Мальбахов В.М.* Гидродинамическое моделирование эволюции атмосферных конвективных ансамблей. Новосибирск: Изд-во ВЦ СО РАН, 1997. 185 с.
  12. *Шлычков В.А., Пушистов П.Ю., Мальбахов В.М.* Влияние атмосферной конвекции на вертикальный перенос аридных аэрозолей // *Оптика атмосфер. и океана*. 2001. Т. 14. № 6–7. С. 578–582.
  13. *Moeng C.-H.* A Large-Eddy-Simulation model for the Study of Planetary Boundary Layer Turbulence // *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. N 13. P. 2052–2062.
  14. *Rutledge S.A., Hobbs P.V.* The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the «Seeder-Feeder» Process in Warm-Frontal Rainbands // *J. Atmos. Sci.* 1983. V. 40. N 5. P. 1185–1206.
  15. *Dubrovskaja O.A., Lezhenin A.A., Mal'bakhov V.M., Shlychikov V.A.* On the influence of fires on processes of cloud and precipitation formation // *Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud.* 2004, Is. 9. С. 1–8.

*O.A. Dubrovskaya, V.S. Kozlov, V.M. Mal'bakhov.* **Estimation of the effect of coarse smoke particles on precipitation formation processes.**

Numerical estimates have been obtained, and it has been shown that the smoke aerosol, produced by forest fire, can lead to reduction of precipitation. The phase composition of clouds with supercooled tops, which produce the most intense precipitations in the mid-latitudes, is very sensitive to the presence of aerosol particles with the size greater than 1  $\mu\text{m}$ . The intrusion of coarse smoke aerosol is accompanied by fast crystallization of water droplets in the upper part of a cloud. Such clouds produce much less intense precipitations.