

К.Я. Кондратьев, М.В. Овчинников, В.И. Хворостьянов

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ОПТИЧЕСКИХ, РАДИАЦИОННЫХ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОБЛАКОВ. ЧАСТЬ II. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОБЛАЧНОСТИ ПОСЛЕ РАССЕЯНИЯ

В численных экспериментах по искусственной кристаллизации облаков было исследовано влияние свойств подстилающей поверхности на восстановление облачности и ее оптических характеристик после искусственного рассеяния. Показано, что быстрое восстановление облаков над увлажненной почвой может препятствовать улучшению оптических параметров атмосферы и направленному изменению оптической погоды.

В первой части данной статьи [1] был описан численный эксперимент, в котором путем искусственной кристаллизации переохлажденного облака было достигнуто его полное рассеяние и тем самым существенно изменены оптические и радиационные характеристики нижней атмосферы. Однако практически далеко не всегда удается добиться столь сильного эффекта. Облачность может рассеяться частично или же восстановиться после рассеяния. Результат воздействия определяется многими параметрами, среди которых свойства подстилающей поверхности являются одними из важнейших. Исследованию влияния влажности подстилающей поверхности на эволюцию оптических, радиационных и метеорологических характеристик при искусственной кристаллизации облаков и посвящена данная часть статьи.

Зарождение и начальная стадия эволюции облачности в случае влажной подстилающей поверхности протекает аналогично изложенному в первой части данной статьи случаю сухой почвы [1].

Воздействие, как и в описанном ранее варианте расчета, начиналось в 7 ч. Выбор времени начала воздействия (вскоре после восхода Солнца) объясняется тем, что одной из целей численного эксперимента была оценка максимально возможных возмущений метеозащитных элементов, обусловленных изменениями оптических характеристик и радиационного режима облаков при их искусственной кристаллизации и рассеянии. Очевидно, что возмущения будут тем больше, чем длительнее будет действие солнечной радиации на проработанную зону. В качестве вида воздействия моделировался самолетный периодический засев (с периодом $\Delta t = 10$ мин), который описан в первой части работы [1].

Через час после начала воздействия облако в центральной части кристаллизуется, и в дальнейшем образуется устойчивый просвет на протяжении 20–25 км вниз по потоку от линии засева (на рис. 1, а, вправо от отметки $x = 11$ км). Однако полного рассеяния облачности не происходит. Замутняющая кристаллическая дымка заполняет практически все проработанное пространство, а в 30 км от зоны засева облачность восстанавливается (рис. 1, а, б). Одним из определяющих параметров, от которых зависит восстановление облачности после рассеяния, является эффективный коэффициент конденсации α_{ef} , описывающий увлажнение почвы и входящий в уравнения непрерывности потока пара на подстилающей поверхности [2]:

$$-k_0 \frac{\partial q}{\partial z} = \alpha_{\text{ef}} \frac{\bar{V}_n}{4} (q_s - q_0),$$

где \bar{V}_n — скорость молекул пара; q — влажность; q_s — насыщающая влажность в почве; q_0 — влажность на поверхности. Видно, что при $\alpha_{\text{ef}} = 0$, $\partial q / \partial z = 0$, что соответствует отсутствию испарения и конденсации на почве. В этом случае можно говорить об «абсолютно сухой» почве. Если же $\alpha_{\text{ef}} \sim 1$, то $q \approx q_s$, что соответствует сильно увлажненной почве. В численном эксперименте, подробно описанном в части I данной статьи [1], было принято $\alpha_{\text{ef}} = 0,1 \cdot 10^{-4}$ («сухая» почва), в расчетах, рассматриваемых в данной части, $\alpha_{\text{ef}} = 0,6 \cdot 10^{-3}$ («влажная» почва).

На рис. 2 приведены компоненты теплового баланса подстилающей поверхности: потоки явного тепла B_T , скрытого тепла B_Q , поток тепла из почвы B_S и радиационный баланс R_0 . Из сравнения компонент теплового баланса в случаях «сухой» и «влажной» почв видно, что основное перераспределение происходит между потоками явного (B_T) и скрытого (B_Q) тепла. При «сухой» почве испарения с поверхности малы и B_Q не превышает 10 Вт/м². В этом случае основное значение приобретает поток явного тепла B_T от поверхности в атмосферу, который достигает 150 Вт/м² и более. Такой сильный поток приводив к значительному нагреванию прилегающих слоев воздуха на 8–10°C (эти возмущения температуры были описаны в I части данной статьи [1]). При «влажной» почве увеличение притока пара с поверхности в атмосферу приводит к возрастанию скрытого притока тепла B_Q в максимум до 120 Вт/м². Вместе с тем поток явного тепла B_T уменьшается на величину от 50 до 100 Вт/м². Та-

ким образом, если в первом случае скорость притока пара меньше скорости возрастания температуры, и недосыщение растет, то во втором наблюдается обратная картина. В случае «влажной» почвы скорость роста абсолютной влажности за счет испарения с поверхности больше скорости уменьшения относительной влажности за счет повышения температуры, что приводит к уменьшению дефицита точки росы и к восстановлению облака, которое описано ниже.

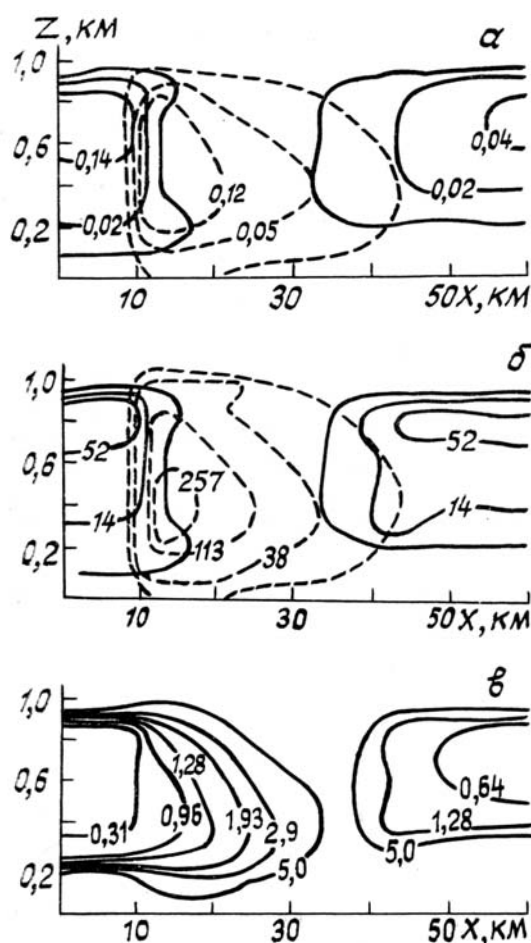


Рис. 1. Двумерные поля микрофизических параметров капельной (сплошные) и кристаллической (пунктирные) фаз и дальности видимости через 7 ч после начала воздействия (q_{L1} , г/кг, q_{L2} , г/кг (а). N_1 , 10^3 г $^{-1}$; N_2 , г $^{-1}$ (б). L , км (в))

Несмотря на то, что концентрация облачных капель в левой и правой частях облака примерно одинаковы (рис. 1, б), водность в натекающем (геострофический ветер направлен вдоль оси OX и составляет 6 м/с на высоте 1,2 км) облачном слое в 3–3,5 раза больше (рис. 1, а). Это объясняется тем, что в восстановившемся облаке преобладает мелкокапельная фракция. Это же определяет и относительно небольшую дальность видимости до 600 м в этой зоне (рис. 1, в) при незначительной водности (до 0,04 г/кг). В зоне кристаллизации даже с большей ледностью (от 0,05 до 0,12 г/кг), напротив, наблюдается резкое увеличение метеорологической дальности видимости. Во всей проработанной зоне она превышает 1 км, а по мере роста кристаллов при распространении по потоку на расстоянии около 20 км от линии засева достигает 5 км. Таким образом, кристаллическая дымка с ледностью порядка 0,05 г/кг, благодаря малой концентрации и большим средним размерам частиц, является практически прозрачной.

На рис. 3 приведены интегральные характеристики солнечной радиации, рассчитанные в двухпоточковом приближении [3, 4]: восходящий (F_s^\uparrow) и нисходящий (F_s^\downarrow) потоки, приток $(\partial T/\partial t)_s$ и альbedo (A). Видно, что восходящий (рис. 3, а) и нисходящий (рис. 3, б) потоки коротковолновой радиации имеют близкие значения в натекающей и восстановившейся облачности. В зоне воздействия эти потоки существенно трансформируются. Так, на высоте 200 м нисходящий поток в раскрытой зоне $F_s^\downarrow = 670$ Вт/м 2 более чем вдвое превышает поток под облаком $F_s^\downarrow = 319$ Вт/м 2 (рис. 3, б). Из-за того, что восходящие потоки в этих зонах у земли близки по своим значениям и составляют соответственно 230 и 200 Вт/м 2 , изменение претерпевает радиационный баланс поверхности R_0 . На протя-

жении 20 км от линии засева R_0 увеличивается более чем на 200 Вт/м^2 (рис. 2), что приводит к прогреву подстилающей поверхности, который будет описан ниже.

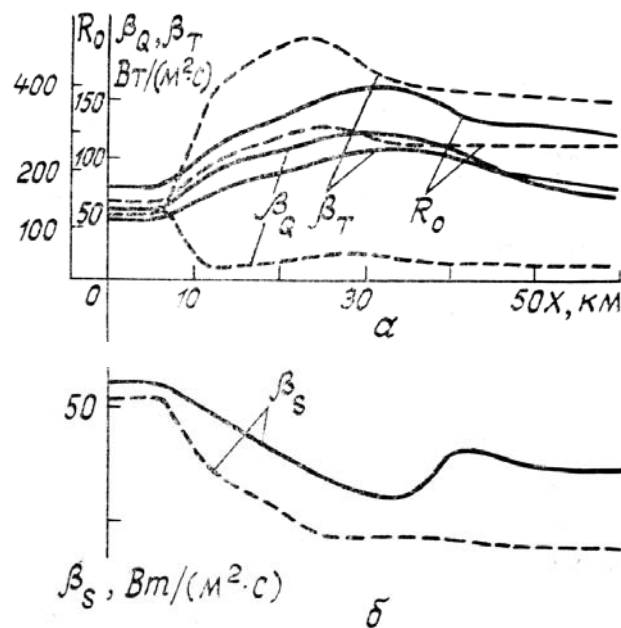


Рис. 2. Составляющие теплового баланса на поверхности в случае сухой (пунктир) и увлажненной (сплошные) почвы: потоки явного B_T и скрытого B_Q тепла, поток тепла в почву B_S и радиационный баланс R_0

Мелкокапельное восстановившееся облако несмотря на малую (до $0,04 \text{ г/кг}$) водность обладает значительным альбедо $A = 51\%$ (рис. 3, z), причем собственно альбедо облака $A_c = A - A_{\text{п}}$ (где $A_{\text{п}} = 35\%$ — альбедо подстилающей поверхности) составляет 16% . В натекающем облачном слое $A_c = 29\%$ ($A = 64\%$), то есть менее чем в два раза превышает альбедо восстановившегося облака, хотя по водности (в натекающем потоке $q_{L1} = 0,14 \text{ г/кг}$) превосходит его в $3,5$ раза (рис. 1, a). Это сравнение свидетельствует об определяющем влиянии на альбедо размера частиц, что уже отмечалось в [4, 6]. В средней части проработанной зоны, где облако полностью кристаллизовалось, альбедо совершенно незначительно и составляет всего 38% . Причем ледность в этой области достигает $0,05 \text{ г/кг}$, т.е. водозапас здесь даже несколько больше, чем в восстановившемся облачном слое (рис. 1, a). Дело в том, что кристаллы, распространяясь по потоку, непрерывно растут и в рассматриваемой зоне (в $10-20 \text{ км}$ от линии засева) их средний размер составляет примерно 60 мкм . Как было показано в [3,4], облако с такой микроструктурой почти не отражает коротковолновую радиацию.

Вертикальные профили водности (q_{L1}), ледности (q_{L2}), среднего размера облачных частиц ($\bar{r}_1 \bar{r}_2$), массового спектрального коэффициента рассеяния ($\sigma_{\lambda i}$) для длины волны $\lambda = 0,5 \text{ мкм}$ и интегрального альбедо (A) для нескольких значений горизонтальной координаты (x) с указанием суммарного влагозапаса (m_i) (см. рис. 1)

Характеристики	Высота, м				
	240	400	560	720	800
$x = 6 \text{ км}, m_1 = 60,2 \text{ г/м}^2$ (капельное облако)					
$q_{L1}, \text{ г/кг}$	0,004	0,056	0,087	0,105	0,100
$\bar{r}_1, \text{ мкм}$	7,1	6,8	6,2	5,4	4,4
$\sigma_{0,5;1}, \text{ см}^2/\text{г}$	1633	1707	1883	2151	2638
$A, \%$	35	41	50	58	64
$x = 18 \text{ км}, m_2 = 82,7 \text{ г/м}^2$ (кристаллическое облако)					
$q_{L2}, \text{ г/кг}$	0,070	0,139	0,124	0,085	0,030
$\bar{r}_2, \text{ мкм}$	51,9	48,9	49,3	52,5	59,7
$\sigma_{0,5;2}, \text{ см}^2/\text{г}$	324	344	341	320	282
$A, \%$	35	39	43	45	45
$x = 54 \text{ км}, m_1 = 12,0 \text{ г/м}^2$ (капельное облако)					
$q_{L1}, \text{ г/кг}$	—	0,016	0,023	0,024	0,016
$\bar{r}_1, \text{ мкм}$	—	5,5	5,2	4,3	2,8
$\sigma_{0,5;1}, \text{ см}^2/\text{г}$	—	2139	2264	2724	4194
$A, \%$	35	36	39	43	47

Сказанное выше особенно наглядно иллюстрируется вертикальными профилями водности и ледности (q_{Li}), среднего размера облачных частиц (\bar{r}_i), массового спектрального коэффициента рассеяния ($\sigma_{\lambda i}$) для длины волны $\lambda = 0,5$ мкм и интегрального альbedo (A), приведенных в таблице. Отчетливо видно, что коэффициент рассеяния увеличивается при уменьшении размеров частиц \bar{r}_i . Как было отмечено в [3, 4] $\sigma_{\lambda i} \sim \bar{r}_i^{-1}$. Интегральное альbedo облака, формирующееся во всей толще, наиболее значительные приращения получает в слоях, где сосредоточены относительно мелкие капли или кристаллы.

Так, в случае кристаллического облака ($x = 18$ км), основной вклад в суммарное альbedo привносит слой 240–560 м, расположенный в нижней части облака, в котором средний размер кристаллов не превосходит 50 мкм. Приращение альbedo в указанном слое составляет 8, а во всем облаке 10%. Подчеркнем, что такое слабое отражение солнечной радиации наблюдается несмотря на то, что полный ледозапас составляет $m_2 = 82,7$ г/м²:

$$m_2 = \int_{z_{\text{н}}}^{z_{\text{в}}} q_{L2} dz.$$

То есть он почти в 7 раз превосходит водозапас восстановившегося облака ($x = 54$ км, $m_1 = 12,0$ г/м²), обладая при этом даже несколько меньшим альbedo ($A = 45\%$ при $x = 18$ км против $A = 47\%$ при $x = 54$ км).

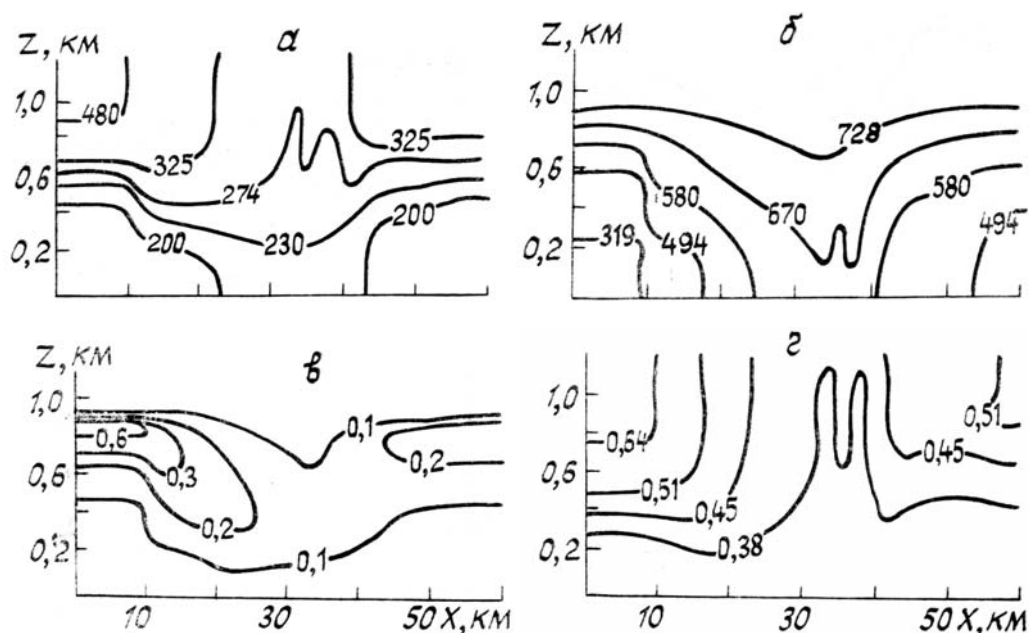


Рис. 3. Вертикальный разрез полей характеристик солнечной радиации: восходящий F_s^{\uparrow} Вт/м² (а) и нисходящий F_s^{\downarrow} Вт/м² (б) потоки и приток $(\partial T/\partial t)_s$, °С/ч (в) солнечной радиации, а также поле альbedo A

Из рис. 3, в видно, что приток в кристаллизовавшемся облаке не превышает 0,1°С/ч и незначительно ослабляет потоки солнечной радиации. Таким образом, можно сделать вывод, что проработанная зона практически прозрачна для коротковолновой радиации.

Для длинноволновой радиации это не так, и здесь нисходящий и восходящий потоки изменяются в результате воздействия не столь сильно. Кристаллической дымки, заполнившей проработанную зону, оказывается достаточно для того, чтобы в значительной степени экранировать эффективное излучение поверхности, что способствует развитию парникового эффекта.

Временная эволюция приземной температуры для случаев «влажной» (с восстановлением облачности) и «сухой» (случай полного рассеяния) почв представлена на рис. 4. Рассмотрим сначала вариант, подробно описанный в данной части статьи (почва увлажненная, происходит восстановление рассеянной облачности). В момент начала воздействия в 7 ч температура горизонтально однородна (рис. 4, а), но уже через 2 ч мы наблюдаем возмущение приземной температуры, которое достигает максимума в 20–25 км от линии засева. Здесь температура на 2°С больше, чем под облаком. В дальнейшем температура продолжает повышаться. В 13 ч возмущение максимально и составляет 4°С. В этот момент минимальная температура у земли 4°С (под облаком), максимальная 8°С (в проработанной зоне). Достигнув максимума в 24 км от зоны засева, температура (с увеличением x) начинает понижаться. Это связано с тем, что восстановившееся облако экранирует поток солнечной радиации к

поверхности. В этом случае возмущение слабо распространяется по вертикали и на высоте 200–300 м наблюдается горизонтальная однородность. После 13 ч температура начинает падать и через час после захода Солнца (в 19 ч) она на поверхности выравнивается по горизонтали. Суточный ход температуры под облаком составляет 5°C, а в зоне воздействия вдвое больше.

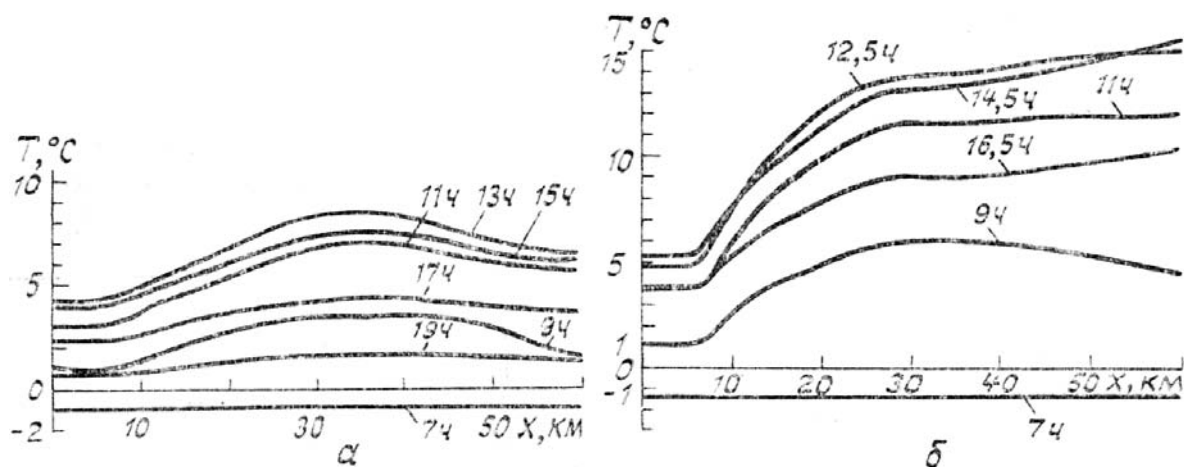


Рис. 4. Временная эволюция приземной температуры в случае «влажной» (а) и «сухой» (б) почвы

В случае сухой почвы восстановления экранирующе действующей облачности не происходит и возмущения температуры поэтому больше. Подробно такой вариант расчета описан в первой части данной статьи [1]. Под облаком временная эволюция температуры близка к описанной в предыдущем варианте. В зоне рассеяния максимальное значение температуры составляет 14°C (рис. 4, б). Контраст температуры при этом примерно 9°C, причем столь резкое повышение температуры происходит на участке относительно небольшой горизонтальной протяженности 15–20 км.

Проведенные расчеты показывают, что искусственная кристаллизация облаков приводит к существенной трансформации полей радиационных величин в пограничном слое атмосферы. Однако качественное изменение оптической погоды и рассеяние облачности возможно не всегда, и определяющими здесь являются свойства подстилающей поверхности. Численные эксперименты подтвердили важность разделения в подобных моделях жидкой и кристаллической фаз в облаках ввиду кардинального отличия их оптико-радиационных характеристик.

Результаты данной статьи необходимо учитывать при планировании и проведении искусственного рассеяния облаков с целью обеспечения благоприятных условий для работы различных оптических систем, а также при прогнозировании оптической погоды [5].

1. Кондратьев К.Я., Овчинников М.В., Хворостьянов В.И. //Оптика атмосферы. 1990. № 6. С. 647–654.
2. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 512 с.
3. Кондратьев К.Я., Овчинников М.В., Хворостьянов В.И. //Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 583–587.
4. Кондратьев К.Я., Овчинников М.В., Хворостьянов В.И. //Оптика атмосферы. 1988. № 6. С. 57–66. № 7. С. 98–105.
5. Белан Б.Д., Задде Г.О. //Прогноз и контроль оптико-метеорологического состояния атмосферы. Томск: ТФ СО АН СССР, 1982. С. 4–20.
6. Kondratjev K.Ya., Khvorostyanov V.I., Ovchinnikov M.V. //Proc. X Intern. Symp. Atmos; Rad. Lille, France, 1988. P. 71–72.

Институт озераведения АН СССР, г. Ленинград
Центральная аэрологическая обсерватория, г. Долгопрудный

Поступила в редакцию
20 ноября 1989 г.

K.Ya. Kondratjev, M.V. Ovchinnikov, V.I. Khvorostjyanov. **Modeling of Evolution of the Atmospheric Optical, Radiation and Thermodynamic Characteristics at Crystallization of Clouds. Part II. Reformation of the Cloudiness after Dissipation.**

The paper presents numerical investigations into the artificial crystallization of clouds and studies of the underlying surface properties effects on the reformation of clouds and their optical characteristics after artificially initiated dissipation. It is shown that quick reformation of clouds in the atmosphere over moistened soil can hamper the desired improvements of optical state of the atmosphere including modifications of the optical weather.