

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕКОТОРЫХ
ВИДОВ НЕПРЕДНАМЕРЕННОГО
И НАПРАВЛЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЙ
НА АТМОСФЕРУ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1984

Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу. Межвузовский сборник научных трудов. — Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 166. (ЛГМИ).

Сборник подготовлен кафедрой общей метеорологии ЛГМИ при участии других вузов (ЛГУ, ВИКИ).

В сборнике освещаются актуальные вопросы параметризации различных физических процессов, которые необходимо учитывать при оценке интенсивности непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу.

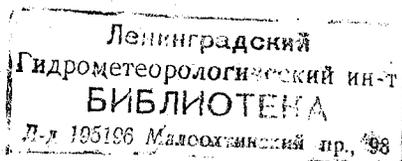
Сборник предназначен для специалистов по прикладной физике атмосферы (метеорологии), а также для студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Табл. 42. Илл. 64. Библ. 206.

322360

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. Г. МОРACHEВСКИЙ, проф., ЛГМИ (отв. редактор); *Л. С. ИВЛЕВ*, с. н. с., ЛГУ; *Б. Д. ПАНИН*, проф., ЛГМИ; *П. И. СМИРНОВ*, проф., ЛГМИ; *А. Х. ФИЛИППОВ*, проф., Иркутский ГУ; *Е. Г. ГОЛОВИНА*, доц., ЛГМИ (отв. секретарь).



*В. Г. МОРАЧЕВСКИЙ, В. В. ЛОБАНОВ (ЛГМИ),
В. В. ИКОННИКОВ (ИСЭПАН СССР), Р. ГЕНДЖИЕВ
(Педагогический институт г. Чарджоу)*

РОЛЬ АТМОСФЕРНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ТУМАНОВ ГОРОДА И ФОРМИРОВАНИИ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ (ОПЫТ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ)

В настоящее время не вызывает сомнений все возрастающее влияние города на состояние атмосферы. Многочисленные исследования последних лет с убедительностью доказывают, что влияние города не ограничивается наличием здесь дополнительных источников тепла и специфическим изменением характера подстилающей поверхности: оно усиливается участием аэрозольного и газового загрязнения урбанистического происхождения в процессах переноса лучистой энергии и фазовых переходов воды в атмосфере. Более того, в связи с возрастающим уровнем загрязнения все чаще обоснованным становится рассмотрение урбанистических загрязнений как некоего метеорологического подсеточного по своему масштабу параметра принципиально и количественно определяющего протекание ряда физических и химических процессов атмосферы в ее нижних слоях. Наличие загрязнения приводит к тому, что влияние города не локализуется в его границах, а простирается вне их в зависимости от конкретных условий распространения атмосферных загрязнений. Однако нельзя не отметить, что гипотезы и теории, в рамках которых на сегодняшний день пытаются прогнозировать климатические последствия, вызванные увеличивающимся уровнем загрязненности атмосферы, недостаточно обоснованы и зачастую находятся в противоречии друг с другом. Принципиальное значение и наибольший практический интерес к настоящему времени представляет изучение условий переноса лучистой энергии и условий фазовых переходов водяного пара в сильно загрязненной атмосфере городов. В статье авторы делают попытку проанализировать ряд метеорологических явлений, связанных с этими процессами, предлагая способы параметризации загрязнений урбанистического происхождения, а также объясняют их физическую природу на базе особенностей термодинамики физико-химических процессов, протекающих в сильно загрязненной атмосфере. Как известно из термодинамики, функции, убывающие при обратимом процессе, носят название термодинамических потенциа-

лов. Если рассматривать процессы, протекающие при малых изменениях температуры и давления (изотермо-изобарические процессы), то таким термодинамическим потенциалом будет величина свободной энергии Гиббса (G). С величинами энтальпии (H) и энтропии (S) G связан уравнением

$$G = H - TS \quad (1)$$

в условиях равновесия системы

$$dG_{p, T} = 0. \quad (2)$$

Если в системе происходит химическая реакция, то G может измениться и за счет изменения числа молей (W), образовавшихся в результате реакций стабильного вещества

$$dG = \left(\frac{dG}{dT} \right)_{p, n_i} dT + \left(\frac{dG}{dp} \right)_{T, n_i} dp + \left(\frac{\partial G}{\partial h} \right) dW_i, \quad (3)$$

где i — число химических компонентов, участвующих в химических процессах.

Легко найти связь между величиной dG и параметрами состояния идеального газа, если система оказывается таковой до и после прохождения реакции. В самом деле $\left(\frac{\partial G}{\partial p} \right)_T = W \frac{RT}{p}$ при интегрировании этого выражения от p_0 до p :

$$G = G_{rH}^0 + HRT \ln \frac{p}{p_0}. \quad (4)$$

Аналогично можно рассчитать $\left(\frac{dG}{dT} \right)_p$ и т. д.

Углеводородные соединения, появляющиеся в атмосфере в качестве продуктов сгорания некоторых видов топлива, при взаимодействии их с окислами азота и серы образуют соединения, которые имеют упругость пара более низкую, а летучесть меньшую по сравнению с исходными веществами. Это приводит к их частичной переконденсации и к появлению жидкого органического аэрозоля, называемого «вторичным» по характеру своего образования. Побутно заметим, что некоторые виды таких вторичных аэрозолей имеют значительную токсичность [5]. Время жизни аэрозольных частиц ограничивается процессами: во-первых, конденсационным ростом органических ядер во влажной среде с последующим их осаждением (вымыванием) и, во-вторых, наличием фотохимического взаимодействия с другими компонентами атмосферы, приводящего в одних случаях к испарению, а в других — к кристаллизации. Если время жизни вторичного аэрозоля в фотохимических реакциях составляет по оценкам несколько часов, то оценка времени «вымывания» потребовала ряда модельных расчетов, о которых будет говориться ниже.

Проведенные лабораторные исследования показали, что действительно существует значительное понижение давления насыщенного пара над поверхностями целого ряда жидкокапельных органических аэрозолей, т. е. $dG < 0$. Это должно приводить к учащению и увеличению продолжительности существования туманов при $f < 100\%$ в условиях загрязненной атмосферы.

Внешним проявлением этого является изменение повторяемости туманов и сильной дымки в городе и его окрестностях.

Синхронный анализ пятилетнего ряда метеорологических данных наблюдений в крупном индустриальном центре и изменений уровня загрязнений привел к заключению, что благоприятными условиями для образования здесь интенсивных дымок ($L \leq 2000$ м) являются значения относительной влажности воздуха (f) от величины 86% и выше, причем существует обратная связь между величиной (f), при которой образуется городской туман, и уровнем загрязнения (P мг/м³).

Применительно к решаемой задаче оценка изменения P в загрязненной атмосфере означает изменение вероятности образования в ней туманов (смогов) и неконвективной облачности в подинверсионных слоях при накоплении в них водяного пара механизмом турбулентной диффузии.

Необходимо отметить, что на станциях, расположенных вне территории города ($l \approx 10-20$ км), число случаев туманов при значениях относительной влажности, меньшей 100%, убывает весьма заметно, а при $l \approx 100$ км становится равным нулю. Этот факт говорит о том, что и в атмосфере ближней загородной зоны появляются активные ядра конденсации, над которыми равновесная относительная влажность меньше 100%. Следует отметить, что в загородной зоне туман при относительной влажности воздуха, меньшей 100%, образуется только в случаях, когда направление ветра было из города в сторону исследуемого пункта. Было выявлено, что при одновременном тумане в среднем городской воздух на 0,5—0,8° теплее воздуха окрестностей города.

Для всех случаев туманов, одновременно существовавших в городе и вне его, были рассчитаны разности температур $\Delta T = T_r - T_0$, разности парциальных давлений насыщения $\Delta E = E_r - E_0$, разности парциального давления водяного пара $\Delta e = e_r - e_0$ для города и окрестностей соответственно. Разность ΔE можно рассматривать как параметр, характеризующий изменение насыщенного давления водяного пара за счет разности температур ΔT , разность Δe дает представление о различии содержания водяного пара в городе и окрестностях. Из всех выборок по одновременным туманам были взяты случаи, когда при $\Delta T > 0$, относительная влажность f_r тумана города меньше f_0 тумана окрестностей. Для этих случаев рассчитана разность ΔE , которая характеризует уменьшение насыщенного давления водяного пара над аэрозолем ($\Delta E_1 = \Delta E - \Delta e$). Легко видеть, что эта величина может быть рассчитана и по величине G (4). В таблице представлены случаи «одновременного» тумана,

Когда, несмотря на более высокую температуру городского воздуха, туман в городе образуется при относительной влажности меньшей, чем в загородной зоне. Разность ΔE_1 можно рассматривать как некоторый показатель активности антропогенных ядер конденсации. Из таблицы видно, что насыщающее давление водяного пара над городским аэрозолем понижается вплоть до 0,26 гПа, по сравнению с насыщающим давлением пара над аэрозолем окрестностей города. Очевидно, в атмосфере города есть ядра конденсации, значительно понижающие E , однако имеющие небольшое время жизни и в силу этого не распространяющиеся на большие расстояния от своих источников. Таким аэрозолем могут быть органические ядра конденсации [2]. Ограничение их времени жизни в атмосфере происходит в результате циклов фотохимических реакций.

Метеорологические характеристики тумана

Дата	Относительная влажность, %		$\Delta T^{\circ}C$	ΔE гПа	Δe гПа	ΔE_1 гПа
	в городе	за городом				
1974 г.						
21.03	97	100	0,6	0,24	0,06	0,18
24.10	98	100	1,2	0,70	0,57	0,13
1976 г.						
30.08	98	100	2,4	1,95	1,90	0,05
1974 г.						
16.02	96	100	0,6	0,29	0,03	0,26
21.03	97	98	1,0	0,39	0,39	0,06
1975 г.						
11.03	96	98	0,7	0,27	0,15	0,12
12.03	96	100	3,3	1,49	1,23	0,26
1973 г.						
14.10	96	100	3,9	1,64	1,39	0,25
1976 г.						
7.05	98	100	0,7	0,30	0,26	0,13
1974 г.						
21.03	97	98	0,9	0,35	0,29	0,06
1975 г.						
11.03	96	99	3,4	1,58	1,33	0,20

Данные по атмосферным загрязнениям в дни, когда одновременно наблюдался туман в городе и его окрестностях, показали повышенную концентрацию органических примесей, нередко в 4 раза превышающую содержание примесей в ясные дни. При содержании органического аэрозоля, в 3—4 раза превышающем ПДК, туман в городе может быть продолжительнее и интенсивнее тумана в загородной зоне. Увеличение влажности воздуха может в свою очередь вызвать увеличение токсичности атмосферного аэрозоля.

Как уже отмечалось, природа туманов, образованных в загрязненной атмосфере, отличается от природы обычных туманов: относительная влажность в них $f < 100\%$, а отношение массы конденсационной воды к массе ядер конденсации в 10^3 — 10^4 раз меньше, чем в туманах испарения или радиационных туманах. Помимо данных о туманах, были проанализированы результаты измерения метеорологической дальности видимости при смоге. Итогом этого анализа является получение уравнения (5), выражающего эмпирическую зависимость между метеорологической дальностью видимости L и относительной влажностью воздуха у земли f для значений $0,5 < f < 1$ при заданном уровне загрязнения P :

$$L = -a \lg f \cdot P^{-b}, \quad (5)$$

где a и b — коэффициенты, зависящие от параметров, связанных с химическим составом ядер конденсации и получаются после статистической обработки материала для конкретного района.

Уравнение (5) может служить прогностической формулой, позволяющей по данным о загрязнении атмосферы судить об изменении дальности видимости в нефотохимическом тумане. Статистические кривые соотношения (5) на материалах изучения городских туманов 1955—1978 годов в ряде ЕТС показали ее пригодность для данной цели.

Эффективность роли ядер конденсации органического происхождения подтверждается также и в аномалиях нижней границы внутримассовой облачности. Это утверждение отражает тот факт, что в условиях сильной загрязненности понижается нижняя граница внутримассовой облачности.

Для того чтобы выявить влияние загрязненности нижних слоев атмосферы на формирование нижней границы облаков из общей совокупности данных станции г. Ленинграда, были выбраны следующие случаи:

- 1) относительная влажность у земли равна 95—100%;
- 2) относительная влажность меньше 80% при значениях весовой концентрации примеси у земли $P_z \geq 0,3$ мг/м³;
- 3) относительная влажность меньше 80% при весовой концентрации примеси $P_z < 0,2$ мг/м³.

По этим трем выборкам рассматривалась связь между теоретической H_T и фактической высотой нижней границы облаков H_f . Если в первом и третьем случаях можно практически исключить влияние загрязненной атмосферы, т. е. H_T практически совпадает

с H_{Φ} , то во втором случае степень загрязненности вносит определенный вклад в формирование нижней границы облачности — наблюдается существенное снижение уровня конденсации, оно составляет величину порядка 200 м.

Таким образом, представляется возможным ввести некоторую поправку к прогнозу высоты нижней границы облачности внутримассового развития при условии $f > 80\%$ и $P_z > 0,3$ мг/м³. Исходя из того, что в зависимости от стратификации атмосферы (или для практических расчетов от $-\frac{dT}{dz}$) формируется профиль $P(z)$, очевидно, что уровень конденсации будет определяться условием $f_p < 1,0$ (т. е. $t > \tau$), причем абсолютная величина f_p будет зависеть от $-\frac{dT}{dz}$ и f_0 . Таким образом, нижняя граница облаков St и Sc (H_{Φ}) будет всегда ниже чем высота, рассчитанная по аэрологическим диаграммам (H_T) по так называемому уровню конденсации (его условие: $f = 1, T = \tau, S = S_{\max}$).

По данным статистически значимого материала получены следующие уравнения, которые в численной форме позволяют определить величину «снижения» уровня нижней границы St и Sc. Здесь $(-\Delta H) = H_{\Phi} - H_T$.

Общим условием применения метода является значение атмосферного загрязнения $P_z > 0,3$ мг/м³.

Предложены следующие уравнения.

1. При f_0 меньше 85%:

а) при градиенте температуры $0,7 \geq \gamma \geq 0,4^\circ/100$ м в слое от 0 до 200 м (но ниже нижней границы облаков),

$$H_{\Phi} = H_T - 0,16 H_T; \quad (6)$$

б) при градиенте температуры $\gamma > 0,7^\circ/100$ м в слое от 0 до 200 м

$$H_{\Phi} = H_T - 0,25 H_T. \quad (7)$$

2. При f_0 больше или равно 85%:

а) при градиенте температуры $0,7 \geq \gamma \geq 0,4^\circ/100$ м в слое от 0 до 200 м

$$H_{\Phi} = H_T - 0,28 H_T; \quad (8)$$

б) при градиенте температуры $\gamma > 0,7^\circ/100$ м в слое от 0 до 200 м

$$H_{\Phi} = H_T - 0,36 H_T. \quad (9)$$

3. При градиенте температуры $\gamma < 0,4^\circ/100$ м:

а) при $f \leq 85\%$, $H_{\Phi} = H_T - 0,11 H_T;$ (10)

б) при $f > 85\%$, $H_{\Phi} = H_T - 0,22 H_T.$ (11)

Полученная группа уравнений имеет региональное обоснование, но их использование для нахождения истинных границ облач-

ных слоев St , Sc в загрязненной атмосфере основано на общефизических соображениях, справедливых и для других географических условий.

Рассмотренные выше закономерности, таким образом, позволяют уточнить как физическую природу влияния антропогенных загрязнений на процессы тумано- и облакообразования, так и простейшим образом параметризовать их на основе информации, практически доступной повсеместно. Несомненно, что принятая модель влияния антропогенного загрязнения нуждается как в ее усложнении, так и в оценке степени ее стационарности; изложенное выше является пока лишь подходом к решению этой актуальной задачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Головина Е. Г., Коньков С. А. Некоторые результаты автоматической регистрации запыленности атмосферного воздуха промышленного города. — Труды ГГО, 1974, вып. 332, с. 87—90.
2. Морачевский В. Г., Попов А. Г., Потанин А. Н., Цветкова А. В. Термодинамические особенности свойств систем «органические вещества — вода» — В сб.: Физика и исследование атмосферы. Л., изд. ЛПИ, 1977, вып. 62, с. 90—96. (ЛГМИ).
3. Цветкова А. В. Роль некоторых видов органических соединений в конденсационных процессах в атмосфере. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 47—52.
4. Hidy G., Fridlander S. The Nature of the Los—angelos derosol. Mat. II WPPA clean air congress, W., 1970.
5. Морачевский В. Г. Особенности образования облаков и осадков в условиях загрязненной атмосферы. — Л., изд. ЛПИ, 1982. — 18 с. (ЛГМИ).

УДК 551.509.6 : 551.575.

*В. Г. ПОЗАНЕНКО (Гидрометобсерватория г. Бреста),
П. И. СМЕРНОВ (ЛГМИ)*

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ТУМАНАХ ОХЛАЖДЕНИЯ

Туманы охлаждения, основную массу которых составляют адвективные и радиационные туманы, на основной части территории СССР имеют наибольшую повторяемость и наиболее интенсивны. Естественно, что исследованию этих туманов посвящено достаточно много работ. Прежде всего, это те работы, в которых рассматриваются синоптические и метеорологические условия их образования. Что касается последних, то это, главным образом, относится к режиму температуры и влажности. В обобщенном виде

результаты этих исследований достаточно широко представлены в учебной и монографической литературе [1, 2, 3, 5]. На основе этих исследований разработаны рекомендации по прогнозу туманов охлаждения. Общеизвестно, однако, что прогноз туманов остается достаточно сложным, особенно это относится к адвективным туманам. Пожалуй, наиболее подробно этот вопрос представлен в известных работах И. В. Кошеленко [4, 5].

Трудности, возникающие при прогнозе туманов охлаждения, в определенной мере связаны с тем, что недостаточно учитываются по разным причинам вопросы, относящиеся к перераспределению тепла и влаги в пограничном слое атмосферы, что связано с вертикальным распределением температуры, влагосодержания и ветра. О том, насколько это важно, показано, в частности, в работе [6].

Конечно, эти обстоятельства имеют общий характер в процессе образования туманов охлаждения, но какой-то фон налагают и региональные условия.

В связи с этим, в настоящей статье рассматриваются результаты исследования вертикального распределения температуры, удельной влажности и скорости ветра в туманах охлаждения по материалам зондирования обсерватории Бреста за 1970—1977 гг.

Поскольку процессы образования адвективных и радиационных туманов различны, распределение указанных выше параметров анализируется отдельно для туманов обоих типов.

Региональные особенности сказываются в большей степени на образовании адвективных туманов, что объясняется спецификой района, расположенного на крайнем западе СССР, где трансформация теплого воздуха, поступающего, в основном, при западном переносе, не заходит еще достаточно далеко.

Расчет повторяемости туманов охлаждения в районе Бреста за те же годы показывает, что на адвективные туманы приходится 60% и на радиационные — 40% всех случаев. Это объясняется циркуляционными условиями, а именно преобладанием в Западной Белоруссии циклонической деятельности, с чем связан вынос теплого и влажного воздуха, в то время как антициклонические условия встречаются значительно реже [8].

Годовой ход адвективных туманов выражен очень четко (рис. 1): максимум их повторяемости приходится на декабрь (18%), а минимум — на июль—август (0,5%). Вообще же на зимний сезон приходится 54%, а на летний 5%.

Закономерности в годовом ходе радиационных туманов четко не выражены, что можно видеть на том же рис. 1.

Рассмотрим среднее распределение с высотой температуры, влажности, скорости ветра и их вертикальных градиентов в пограничном слое, поскольку именно этим определяется турбулентный перенос тепла и водяного пара.

Среднее распределение температуры с высотой представлено на рис. 2. Как видно из рисунка, это распределение различно для адвективных и радиационных туманов.

При адвективном тумане в нижнем стометровом слое отмечается слабое падение температуры с высотой. Выше, до 500 м, температура практически не изменяется, а затем относительно быстро падает до 1000 м, которая ориентировочно принята за верхнюю границу пограничного слоя.

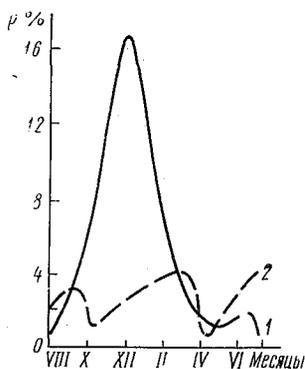


Рис. 1. Годовой ход туманов:
1 — адвективных; 2 — радиационных.

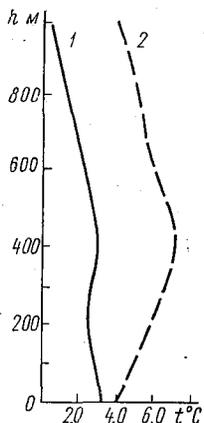


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры:
1 — адвективные туманы; 2 — радиационные туманы.

Иначе обстоит дело при радиационных туманах. В этом случае четко выражена приземная инверсия, распространяющаяся до 300—400 м., т. е. практически на всю нижнюю половину пограничного слоя.

Отметим также, что кривая распределения температуры для адвективных туманов расположена значительно левее, чем для радиационных. Это находит объяснение в том, что адвективные туманы в Западной Белоруссии — явление типично зимнее, в то время, как для радиационных туманов происходит достаточно большой разброс по сезонам.

Вернемся к распределению температуры в нижней части пограничного слоя. Неожиданным оказалось то, что при адвективных туманах отсутствует или, во всяком случае, нечетко выражена приземная инверсия, что и находит свое отражение в средней кривой распределения. В этом отношении полученные результаты существенно отличаются от того, что приводится у большинства других авторов. Отметим, что эти последние данные получены, главным образом, для центральной части ЕТС.

Объяснение, вероятно, можно найти в следующем. На район Западной Белоруссии теплый влажный воздух приходит еще слабо трансформированным, т. е. различия в температурах приземного

слоя воздуха и подстилающей поверхности остаются достаточно большими.

Среднее распределение относительной влажности с высотой представлено на рис. 3.

Как видно, относительная влажность у земной поверхности при туманах составляет 96—97%, причем, при адвективных туманах она немного больше, чем при радиационных.

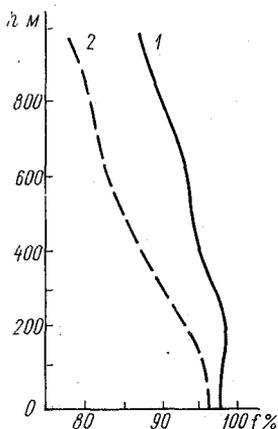


Рис. 3. Вертикальное распределение относительной влажности:

1 — адвективные туманы;
2 — радиационные туманы.

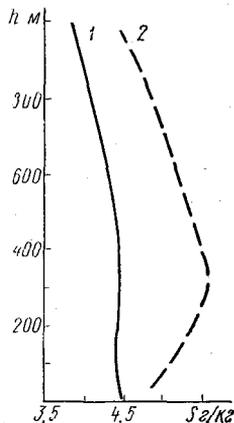


Рис. 4. Вертикальное распределение удельной влажности:

1 — адвективные туманы;
2 — радиационные туманы.

Обращает на себя различие в ходе кривых. В случае адвективных туманов относительная влажность остается практически постоянной до 300—400 м, в случае радиационных — до 50—100 м. Уже с этой высоты кривые существенно расходятся: при радиационных туманах относительная влажность убывает значительно быстрее, чем при адвективных. На высоте 300 м разность около 5%, а на верхней границе пограничного слоя разность превышает 10%. Это свидетельствует о том, что вертикальная мощность адвективных туманов в Западной Белоруссии значительно больше, чем радиационных. Если принять за верхнюю границу тумана резкий излом в кривой влажности, то при адвективных туманах она в среднем располагается на высоте 300—400 м, а при радиационных — не превышает 50—100 м.

Среднее распределение удельной влажности с высотой представлено на рис. 4.

Направлением градиента удельной влажности определяется направление переноса водяного пара. В связи с этим при наличии тумана следовало ожидать, что удельная влажность с высотой,

по крайней мере, не должна существенно уменьшаться. Так, в общем, это и получилось. Однако в вертикальном распределении удельной влажности при адвективных и радиационных туманах имеются существенные различия.

В адвективных туманах [1] она до высоты 200 м остается практически постоянной (около 4,5 г/кг), затем наблюдается слабый рост до высоты 300 м, а затем начинается слабое падение в пределах всей верхней половины пограничного слоя.

В радиационных туманах от земной поверхности до 300 м отмечается сильный рост удельной влажности с высотой от 4,7 до 5,5 г/кг, а затем она быстро убывает, но остается везде больше по сравнению с адвективными туманами.

Такое распределение показывает, что в обоих случаях турбулентный перенос водяного пара в нижней части пограничного слоя направлен вниз, особенно четко это выражено при радиационных туманах.

Исследование вертикального распределения удельной влажности при низкой облачности показало, что в этом случае она, по крайней мере в приземном слое, сравнительно быстро убывает с высотой, т. е. поток водяного пара должен быть направлен вверх.

Среднее распределение ветра с высотой представлено на рис. 5. Как при адвективных, так и при радиационных туманах скорость ветра в пределах нижних 200 м быстро возрастает с высотой (за нулевую высоту принята высота флюгера).

Выше, в пределах всего пограничного слоя, скорость остается почти постоянной, причем в пределах всех высот при адвективных туманах скорость ветра больше, чем при радиационных.

Поскольку сочетание вертикальных градиентов температуры и скорости ветра определяет развитие турбулентности, были построены средние кривые для каждого из этих параметров.

Рассмотрим вертикальные распределения градиентов температуры (рис. 6), которые рассчитывались для каждого стометрового слоя в пределах до 1000 м.

В случае адвективных туманов в нижних 200 м градиенты положительные, но быстро убывают с высотой, на 200 м меняют знак и в слое до 500 м оказываются отрицательными.

При радиационных туманах они отрицательны во всей нижней половине пограничного слоя, а максимальное абсолютное значение градиента приходится на высоту 200 м. Выше 500 м градиенты положительны и в первом и во втором случаях, причем сначала

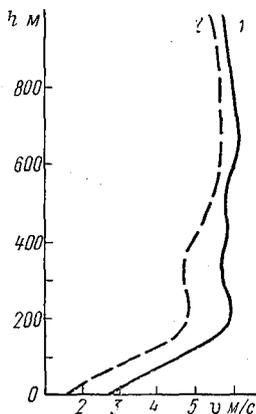


Рис. 5. Вертикальное распределение скорости ветра:

1 — адвективные туманы;
2 — радиационные.

они возрастают сравнительно быстро, а затем медленно, достигая на верхней границе значения 0,4—0,5 град/100 м.

Вертикальное распределение градиентов скорости ветра представлено на рис. 7. Положительным градиент считался в том случае, когда скорость с высотой возрастала. Градиенты также рассчитывались для каждого стометрового слоя.

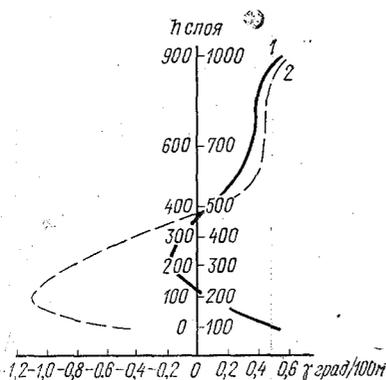


Рис. 6. Изменение с высотой вертикального градиента температуры:

1 — адвективные туманы; 2 — радиационные туманы.

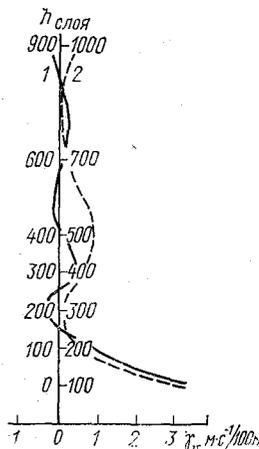


Рис. 7. Изменение с высотой вертикального градиента скорости ветра

1 — адвективные туманы; 2 — радиационные туманы.

Картина оказалась примерно одинаковой для обоих случаев туманов. В нижних 200—300 м градиенты положительны, но быстро убывают с высотой от $3 \frac{\text{м/с}}{100 \text{ м}}$ до нуля. С высоты около 300 м и до 1000 м градиент скорости ветра близок к нулю.

Таким образом, если основываться на градиенте скорости ветра, турбулентность относительно более интенсивна в приземном слое воздуха.

Если же учесть и распределение вертикальных градиентов температуры, то это тем более справедливо именно для приземного слоя. Во всяком случае, на его верхней границе и в остальной части пограничного слоя турбулентность должна быть очень слабо развита. С учетом распределения удельной влажности это приводит к накоплению водяного пара именно в приземном слое, а распространение адвективных туманов на большую толщу воздуха объясняется несколько повышенной турбулентностью по сравнению с радиационными за счет наличия внизу положительных вертикальных градиентов температуры. В случае же радиационных туманов

развитие турбулентности определяется только динамическими факторами.

Предпринималась попытка рассчитать вертикальное распределение чисел Ричардсона, причем тенденция в этом распределении оказалась очевидной, да она и не могла быть иной, поскольку отмечается достаточно четкая картина в вертикальном распределении градиентов температуры и скорости ветра, определяющих значение критерия.

Результаты получены, как отмечалось выше, на основе использования зондирования в районе Бреста. Конечно, некоторые особенности региона на них сказались, однако они имеют в значительной степени общий физический характер и могут быть использованы в дальнейшем при разработке методики прогнозов туманов охлаждения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зверев А. С. Туманы и их предсказание. — Л.: Гидрометеоздат, 1954.
2. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеоздат, 1977.
3. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976.
4. Кошеленко И. В. О роли адвекции тепла в образовании адвективных туманов. — Труды УкрНИГМИ, 1956, в. 5.
5. Кошеленко И. В. Туманы. — Труды УкрНИГМИ, 1977, в. 155.
6. Кошеленко И. В. Вертикальное распределение метеорологических элементов в тумане и некоторые физические закономерности. — Труды УкрНИГМИ, 1961, в. 27.
7. Шадрин Т. А. К прогнозу адвективных туманов в районе Минска. — Минск: Минское Бюро погоды, 1958.
8. Швер Ц. А., Савиковский И. А. Климат Бреста. — Л.: Гидрометеоздат, 1979.

УДК 551.671

Т. В. УШАКОВА (ЛГМИ), Г. А. АЛЕЩЕНКО (УГКС ЦХО)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Бурное промышленное освоение территории Обь-Енисейского Севера определяет интерес к детальному изучению метеорологического режима этого района. При планировании промышленно-хозяйственных мероприятий следует учитывать природный баланс всех естественных ресурсов осваиваемой территории с целью предотвращения необратимых последствий вмешательства человека. Слабая

гидрометеорологическая изученность исследуемого района не позволяет составить представление о балансе естественных ресурсов без режимных материалов.

В данной статье проведена оценка влагосодержания атмосферы в районе Енисейского Севера при наличии внутримассовой облачности. Для исследования влагосодержания атмосферы были использованы материалы радиозондирования на ст. Туруханск за тёплый период 1969—1981 гг.

Влагосодержание атмосферы рассчитывалось для всех дней с внутримассовой облачностью (Cu, Sc, St, сочетание Sc—Cu) по формуле (1):

$$\omega = 0,075 q_0 + 0,15 q_{850} + 0,175 q_{700} + 0,10 q_{500}, \quad (1)$$

где $q_0, q_{850}, q_{700}, q_{500}$ — удельная влажность у поверхности земли и соответственно на уровнях 850, 700 и 500 гПа. Для оценки погрешности вычисления ω по формуле (1) для 10 случаев было сделано сравнение величин ω , рассчитываемых по формуле (1) и по формуле (2):

$$\omega = 0,5 \left(\frac{q_0}{2} + q_1 + q_2 + q_3 + \dots + \frac{q_n}{2} \right), \quad (2)$$

где $q_0, q_1, q_2, \dots, q_n$ — удельная влажность у поверхности земли и соответственно на уровнях, взятых через 50 гПа [1]. Результаты вычисления влагосодержания атмосферы двумя способами и относительная погрешность расчета по формуле (1) приведены в табл. 1.

Таблица 1

Влагосодержание атмосферы ω (кг/м²), рассчитанное по формулам (1) и (2) и погрешности расчета по формуле (1)

Дата наблюдения	Время наблюдения	Количество и форма облаков	ω_{Φ_1}	ω_{Φ_2}	$\frac{\omega_{\Phi_2} - \omega_{\Phi_1}}{\omega_{\Phi_2}} \%$
1/V 1971	0	10/10 Sc	9,9	10,3	3,9
2/V	12	8/8 Cu	5,0	4,8	4,2
4/V	6	10/10 Sc	14,9	14,2	4,9
5/V	6	$\frac{10}{10} / \frac{10}{10}$ Sc	5,0	5,4	7,4
7/V	12	7/7 Cu	4,6	4,4	4,5
8/V	0	$\frac{10}{10} / \frac{10}{10}$ Sc	9,3	8,9	4,5
11/V	12	10/10 Sc	8,7	8,7	0,0
11/V	0	$\frac{10}{10} / \frac{10}{10}$ Sc	9,9	9,2	7,6
12/V	6	9/9 Sc	8,2	8,2	0,0
19/V	0	10/10 Sc	13,0	12,7	2,4

Погрешность расчета по формуле (1) не превышает погрешности измерений и поэтому она может быть использована для расчета влагосодержания атмосферы по данным радиозондирования. На основании выполненных расчетов был исследован ход влагосодержания в течение теплого периода, суточный ход и влияние на влагосодержание атмосферы метеорологических условий у поверхности земли.

Для характеристики изменения ω в теплый период было получено среднее влагосодержание при внутримассовых облаках по месяцам (табл. 2).

Таблица 2
Среднее влагосодержание атмосферы ($\text{кг}/\text{м}^2$) при наличии внутримассовых облаков

Месяц	V	VI	VII	VIII	IX
ω	8,4	13,1	20,5	17,2	14,2
Число случаев	120	174	140	189	162

Из данных табл. 2 видно, что наибольшее влагосодержание атмосферы отмечается в июле, что связано с высокой температурой и влажностью воздуха. В мае влагосодержание атмосферы резко уменьшается в связи со слабым прогревом воздуха, так как подстилающая поверхность в начале месяца покрыта снегом.

Анализ средних значений ω в различные сроки наблюдений показал, что влагосодержание атмосферы в июне—июле характеризуется достаточно большим изменением в течение суток (рис. 1). Наблюдается четко выраженная тенденция к увеличению влагосодержания в июне и августе в вечерние сроки, что определяется ходом температуры, а в V, VIII, IX—в ночные. В мае и сентябре влагосодержание атмосферы в течение суток меняется незначительно.

Зависимость среднего влагосодержания от количества и формы облаков приведено в табл. 3. Как видно из табл. 3, для Sc наименьшее влагосодержание атмосферы ($9,2 \text{ кг}/\text{м}^2$) отмечается при малооблачной погоде (0—3 балла), когда преобладают нисходящие движения воздуха [2].

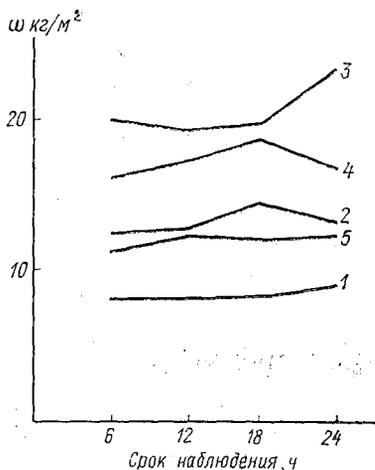


Рис. 1. Суточный ход влагосодержания атмосферы на ст. Туруханск:

1 — май; 2 — июнь; 3 — июль; 4 — август; 5 — сентябрь.

Среднее влагосодержание атмосферы (ω)
при различном количестве внутримассовых облаков

Форма и количество облаков, балл	ω кг/м ²	Число случаев
Sc 0—3	9,2	22
4—3	13,6	21
8— $\overline{10}$	14,7	224
10	15,3	243
Cu 0—3	15,1	55
4—7	14,9	29
8— $\overline{10}$	12,3	32
10	9,0	1
Cu—Sc 0—3	14,7	4
4—7	14,5	7
8— $\overline{10}$	14,5	62
10	14,9	30
St 10	16,1	55

По мере увеличения количества облаков, что связано с восходящими движениями в атмосфере, влагосодержание вертикального столба увеличивается, достигая 15,3 кг/м² при 10 баллах Sc. При St влагосодержание атмосферы в теплый период наибольшее (16,1 кг/м²). Это объясняется тем, что St в количестве менее 10 баллов не наблюдаются и их образование обычно связано с адвекцией теплого влажного воздуха с материка. Для конвективных внутримассовых облаков картина обратная: с увеличением количества облаков влагосодержание атмосферы уменьшается, что связано с более интенсивной конденсацией водяного пара при большом количестве облаков и частично с выносом пара при турбулентном обмене.

Исследование связи влагосодержания атмосферы с удельной влажностью у земли проводилось графически (рис. 2—4). Коэффициенты корреляции приведены в табл. 4. Коэффициенты корреляции высокие для различного количества внутримассовых облаков (0,74—0,98), что свидетельствует о тесноте связи между рассматриваемыми характеристиками. Ошибки коэффициента корреляции σ_r показали, что все полученные связи значимые. В табл. 4 также приведены уравнения регрессии для влагосодержания атмосферы в зависимости от удельной влажности для разных форм облаков. Влагосодержание связано с удельной влажностью у земли линейной зависимостью. Оно изменяется в широких пределах: от 1 до 37 кг/м² в зависимости от формы облаков, их количества и влажности воздуха у земли.

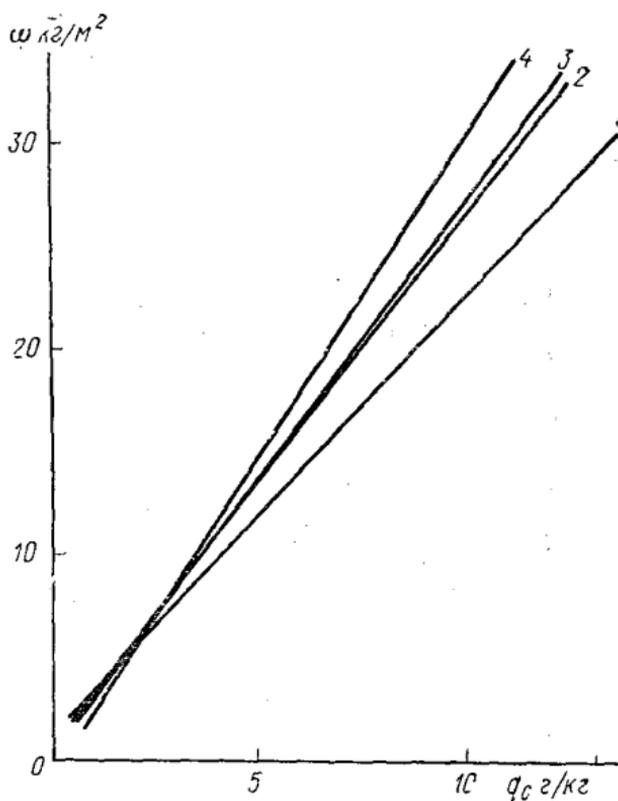


Рис. 2. Связь между влагосодержанием атмосферы и удельной влажностью у земли на ст. Туруханск при наличии внутримассовых Sc:

1—0—3 балла; 2—4—7 баллов;
3—8—10 баллов; 4—10 баллов

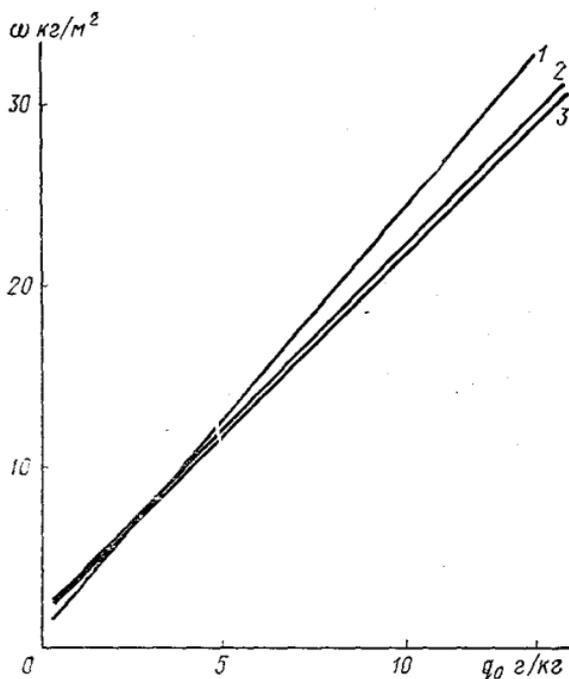


Рис. 3. Связь между влажностью атмосферы и удельной влажностью у земли на ст. Туруханск при наличии внутримассовых Си:

1 — 0—3 балла; 2 — 4—7 баллов;
3 — 8—10 баллов.

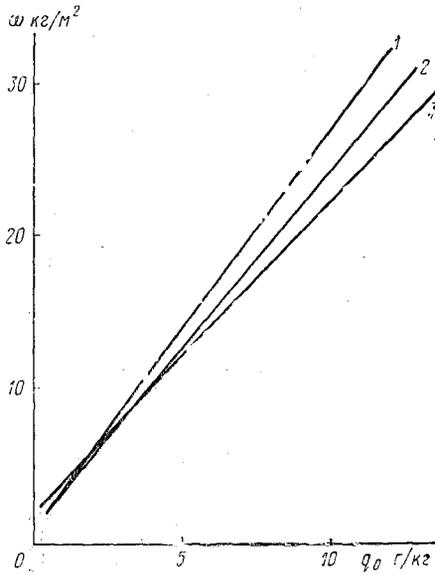


Рис. 4. Связь между влагосодержанием атмосферы и удельной влажностью у земли при наличии внутримассовой облачности 8— $\overline{10}$ баллов.

1 — Cu; 2 — Sc—Cu; 3 — Sc.

Таблица 4

Коэффициенты корреляции (r) между влагосодержанием атмосферы и удельной влажностью у земли при разном количестве облаков, средние квадратические отклонения коэффициента корреляции σ_r , удельной влажности у земли σ_q , влагосодержания атмосферы σ_ω и уравнения регрессии

Форма и количество облаков, балл	Уравнения регрессии	r	σ_r	σ_q	σ_ω	Число случаев
Sc 0—3	$\omega = 2,17 q + 1,32$	0,89	0,04	2,06	5,0	22
4—7	$\omega = 2,67 q + 0,69$	0,94	0,03	2,14	6,1	21
8— $\overline{10}$	$\omega = 2,73 q + 0,53$	0,79	0,02	2,14	7,4	224
10	$\omega = 3,18 q - 0,6$	0,89	0,01	2,02	6,5	243
Cu 0—3	$\omega = 2,45 q + 0,91$	0,91	0,02	3,00	8,1	55
4—7	$\omega = 2,17 q + 1,32$	0,89	0,04	3,07	7,9	29
8— $\overline{10}$	$\omega = 2,17 q + 1,04$	0,91	0,03	2,85	6,8	32
Sc—Cu 8— $\overline{10}$	$\omega = 2,46 q + 0,45$	0,86	0,03	1,68	4,8	62
10	$\omega = 3,02 q - 2,41$	0,93	0,03	1,79	5,8	30
Ct 10	$\omega = 2,65 q + 1,34$	0,90	0,03	2,10	6,2	55
Sc	$\omega = 2,80 q + 0,40$	0,87	0,01	1,90	6,2	510
Su	$\omega = 2,34 q + 0,85$	0,90	0,00	3,00	7,8	117
Sc—Cu	$\omega = 2,72 q - 0,84$	0,88	0,02	1,70	5,2	103

Влагосодержание атмосферы растет с увеличением количества слоисто-кучевых облаков при всех значениях удельной влажности у земли, начиная с 3 г/кг (рис. 3, табл. 5). Причем этот рост проявляется наиболее интенсивно при 10-балльной облачности.

Для конвективных облаков характер изменения ω иной: при увеличении количества облаков влагосодержание атмосферы уменьшается (рис. 3, табл. 5). При этом изменение ω с увеличением количества облаков при Sc значительно больше, чем при Cu. Влагосодержание атмосферы при сочетании Sc—Cu заключено в интервале значений ω при Cu и Sc, изменяясь в зависимости от преобладания той или другой формы (табл. 5, рис. 4). В табл. 5 четко прослеживается различие влагосодержания атмосферы при облачности 0—3 баллов для Cu и Sc при значениях удельной влажности у земли более 5 г/кг. При значениях влажности у земли менее 2 г/кг влагосодержание атмосферы остается одинаковым как при Sc, так и Cu, что определяется слабым развитием конвективных облаков. С увеличением количества облаков до 7 баллов влагосодержание при Cu становится меньше по сравнению с влагосодержанием столба атмосферы с таким же количеством Sc, что объясняется влиянием интенсивного конденсационного эффекта при наличии Cu.

Зависимость влагосодержания атмосферы (кг/м²) от удельной влажности у земли при разном количестве облаков

Форма и количество облаков, балл	q г/кг														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sc 0—3	3,5	5,7	7,8	10,0	12,2	14,3	16,5	18,7	20,9	23,0	25,2	27,4	29,5	31,7	33,9
4—7	3,4	6,0	8,7	11,4	14,0	16,7	19,4	22,0	24,7	27,4	30,1	32,7	35,4	38,1	40,7
8— <u>10</u>	3,3	6,0	8,7	11,5	14,2	16,9	19,6	22,5	25,1	27,8	30,6	33,3	36,0	38,8	41,5
10	2,6	5,8	8,9	12,1	15,3	18,5	12,7	24,8	28,0	31,2	34,4	37,6	40,7	43,9	47,1
Sc 0—10	3,2	6,0	8,8	11,6	14,4	17,2	19,0	22,8	25,6	27,6	31,2	34,0	36,8	39,6	42,4
Cu 0—3	3,4	5,8	8,3	10,7	13,2	15,6	18,1	20,5	22,9	25,4	27,8	30,3	32,7	35,2	37,7
4—7	3,5	5,6	7,8	10,0	12,2	14,3	16,8	18,7	20,8	23,0	25,2	27,4	29,5	31,7	33,6
8— <u>10</u>	3,4	5,4	7,6	9,7	11,9	14,1	16,2	18,4	20,6	22,7	24,9	27,1	29,3	31,4	33,6
Cu 0—10	3,2	5,5	7,9	10,2	12,5	14,9	17,2	19,6	21,9	24,2	26,6	28,9	31,3	33,6	35,9
Cu—Sc 8— <u>10</u>	2,9	5,4	7,8	10,3	12,8	15,2	17,7	20,1	22,6	25,1	27,5	29,9	32,4	34,9	37,4
10	0,6	3,6	6,7	9,7	12,7	15,7	18,7	20,7	24,8	27,8	30,8	33,8	36,9	39,9	42,9
Cu—Sc 0—10	1,9	4,6	7,3	10,0	12,8	15,5	18,2	20,9	23,6	26,4	29,1	31,8	34,5	37,2	40,0
St	4,0	6,6	9,3	11,9	14,6	17,2	19,9	22,5	25,2	27,8	30,5	33,1	35,8	38,4	41,1

Рис. 4 дает четкую картину изменения влагосодержания атмосферы при пасмурном небе (8— $\overline{10}$ баллов) для разных форм облаков и их сочетаний. Для характеристики изменчивости влагосодержания атмосферы вычислены средние квадратические отклонения для различного количества облаков (табл. 4). Изменчивость как и сами величины ω , зависит от количества и формы облаков. Наибольшая изменчивость влагосодержания атмосферы отмечается при Cu, что, по-видимому, определяется различной степенью развития и мощностью этих облаков.

В статье рассмотрена связь влагосодержания атмосферы с температурой воздуха у земли для разных форм облаков (рис. 5). Коэффициенты корреляции, средние квадратические отклонения σ_ω , σ_t и уравнения регрессии приведены в табл. 6.

По уравнениям регрессии получены средние величины ω при значениях температуры через 1° . Результаты расчетов приведены в табл. 7.

При увеличении температуры на 1° в интервале температур от -10 до 10°C ω атмосферы растет более интенсивно при 10 баллах ($0,8 \text{ кг/м}^2$). Для остальных форм облаков изменение влагосодержания при росте температуры примерно одинаково.

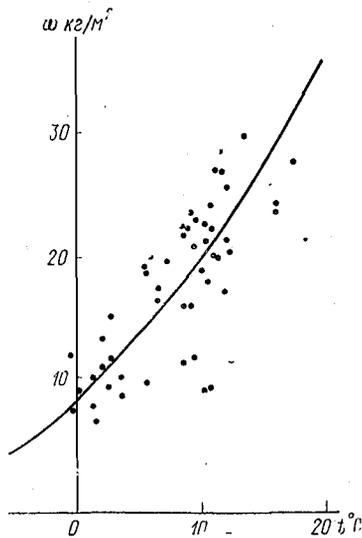


Рис. 5. Связь влагосодержания атмосферы с температурой у земли при St.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции (r) между влагосодержанием атмосферы и температурой воздуха у земли, уравнения регрессии и средние квадратические отклонения температуры σ_t и влагосодержания σ_ω

Форма и количество облаков, балл	Уравнения регрессии	r	σ_t	σ_ω	Пределы применимости уравнения регрессии
Sc 0—7 8— $\overline{10}$ 10	$\omega = 0,074 t^{1,68}$	0,80	0,4	7,4	$-11 + 20^\circ\text{C}$
	$\omega = 0,02 t^{2,06}$	0,77	0,3	7,6	$-12 + 20^\circ\text{C}$
	$\omega = 0,01 t^{2,29}$	0,82	0,3	5,9	$-16 + 20^\circ\text{C}$
Cu	$\omega = 0,014 t^{1,93}$	0,89	0,4	7,5	$-19 + 30^\circ\text{C}$
St	$\omega = 0,13 t^{1,68}$	0,81	0,4	7,1	$-6 + 20^\circ\text{C}$
Cu—Sc	$\omega = 0,3 t^{1,16}$	0,59	0,3	5,4	$-9 + 20^\circ\text{C}$

Зависимость влагосодержания атмосферы от температуры воздуха у земли
при различных формах облаков

t° C	Форма и количество облаков, балл					
	Sc 0-7	Sc 8- $\overline{10}$	Sc 10	St	Cu	Sc-Cu
-10	4,2	3,3	—	—	2,9	—
- 9	4,4	3,6	—	—	3,0	—
- 8	4,6	3,8	—	—	3,2	4,0
- 7	4,8	4,0	—	—	3,4	4,6
- 6	5,0	4,2	3,8	6,0	3,8	5,0
- 5	5,4	4,6	4,6	6,4	4,0	5,3
- 4	5,8	4,9	5,4	6,6	4,2	5,8
- 3	6,0	5,2	6,0	6,9	4,6	6,1
- 2	6,6	5,8	6,8	7,4	5,0	6,8
- 1	7,0	6,2	7,4	7,8	5,2	7,0
0	7,6	6,8	8,2	8,7	5,6	7,6
1	8,4	7,0	9,1	9,6	5,9	8,0
2	9,1	8,4	10,0	10,4	6,4	8,6
3	10,0	9,0	10,9	11,4	6,8	9,0
4	10,6	9,8	11,9	12,6	7,1	9,6
5	11,4	10,6	12,9	13,8	7,6	10,0
6	12,4	11,4	14,0	15,0	8,0	10,6
7	13,6	12,4	15,1	16,3	8,4	11,0
8	14,4	13,4	16,4	17,4	9,0	11,6
9	15,2	14,2	18,0	18,5	9,4	12,1
10	16,1	15,4	19,4	20,0	9,9	12,8
11	17,1	16,6	20,9	21,6	10,4	13,6
12	18,1	17,8	22,6	23,0	11,0	14,9
13	19,2	18,9	24,7	24,4	11,6	15,8
14	20,2	20,0	26,4	26,0	12,4	17,0
15	21,4	21,4	28,0	27,9	12,8	18,4
16	22,6	23,0	30,0	29,6	13,6	19,7
17	23,8	24,4	31,7	31,0	14,4	21,3
18	25,0	25,8	33,8	33,0	15,1	22,7
19	26,6	27,8	35,8	34,9	15,9	24,3
20	27,8	29,8	38,6	36,6	16,8	26,4
21	—	31,8	—	—	17,6	—
22	—	33,8	—	—	18,4	—
23	—	35,8	—	—	19,1	—
24	—	—	—	—	19,9	—

В интервале температуры от 1 до 20° ω при наличии конвективных облаков увеличивается менее интенсивно по сравнению с ростом ω для других форм облаков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Л., Гидрометеиздат, 1957. — 462 с.
2. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 305 с.

УДК 551.509.322

Ю. Г. ЛУШЕВ, С. А. СОЛДАТЕНКО (ВИКИ)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПОДСЕТОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕЛЕСКОПИЧЕСКОЙ ЧИСЛЕННОЙ СХЕМЕ ПРОГНОЗА ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ, СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

На начальной стадии развития численных методов прогноза погоды было принято считать, что физические аспекты прогностических моделей при краткосрочном прогнозе играют второстепенную роль по сравнению с динамическими. Это было связано с тем, что движения синоптического масштаба, такие, как циклоны и антициклоны, являются преимущественно нестационарными и источником энергии для развития таких систем служит, главным образом, преобразование потенциальной энергии в кинетическую. Движения более мелкого масштаба уже могут и не являться квазистационарными и генерируются, в основном, внешним нагреванием и охлаждением, а также динамическими эффектами, обусловленными орографией. Без надлежащего представления членов, описывающих нагревание и трение, прогностические модели учитывают лишь динамические аспекты, и поэтому при прогнозе могут возникать серьезные ошибки.

Радиационный перенос, конденсация и испарение влаги, турбулентный обмен и диссипация кинетической энергии являются важными процессами, связанными с формированием энергетических источников и стоков в атмосфере. Следовательно, они должны быть учтены в моделях численного прогноза. Механизм этих процессов тесно связан с возмущениями малых пространственных масштабов или даже с молекулярными процессами.

Одной из особенностей численных моделей является то, что мелкомасштабные возмущения не могут в них быть описаны явно.

Это обусловлено тем, что, во-первых, атмосфера в моделях дискретизирована с помощью сетки и, во-вторых, механизмы, описывающие эти процессы, исключаются при некоторых предположениях (например, сила локальной плавучести исключается при использовании предположения гидростатики). Бывает и так, что даже тогда, когда процесс учитывается в модели, из-за грубого пространственного разрешения детализированное описание процесса невозможно. Но так или иначе, учет подсеточных процессов в модели необходим. Поэтому обычно осуществляют описание эффекта ансамбля процессов (без описания реальных детализированных процессов) через переменные, заданные на сетке, т. е. производят параметризацию процессов.

В разработанной нами гидродинамической модели, предназначенной для моделирования и прогноза полей слоистообразной облачности, осадков, температуры и влажности, учитываются и параметризуются следующие подсеточные физические процессы: 1) крупномасштабная конденсация и выпадение осадков; 2) конвекция и конвективные осадки; 3) радиация; 4) трение; 5) турбулентный обмен; 6) баланс тепла подстилающей поверхности.

Основными уравнениями модели являются, записанные в изобарической системе координат в квазистатистическом приближении применительно к плоскости карты в стереографической проекции:

а) уравнения движения и неразрывности

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + m \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} + l \vec{k} \times \vec{V} + m g \nabla h = -g \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial p} + \vec{F}_v, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} + m \nabla \cdot \vec{V} = 0, \quad (2)$$

где \vec{V} — горизонтальный вектор скорости; t — время; m — масштабный множитель карты в стереографической проекции; ω — аналог вертикальной скорости в p -системе координат; p — давление; l — параметр Кориолиса; \vec{k} — единичный вектор вертикальной оси; \vec{g} — ускорение свободного падения; h — высота изобарической поверхности; $\vec{\tau}$ — вектор напряжения трения; F_v — член, описывающий горизонтальный турбулентный обмен;

б) уравнения притока тепла и переноса влаги, учитывающие фазовые переходы всды и выпадение осадков

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Pi}{\partial t} + m \vec{V} \cdot \nabla \Pi + \omega \frac{\partial \Pi}{\partial p} = & \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \gamma_a \left(\frac{\partial Q_p}{\partial p} + L \frac{\partial H_p}{\partial p} \right) + \\ & + \frac{\theta R}{pc_p} \varepsilon_a + F_{\Pi}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + m \vec{V} \cdot \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = g \left(\frac{\partial Q_k}{\partial p} + \frac{\partial \tilde{Q}_p}{\partial p} \right) + F_s, \quad (4)$$

где

$$\Pi = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/c_p} \left(T + \frac{L}{c_p} q\right), \quad s = \begin{cases} q & \text{вне облаков,} \\ q_m + \delta & \text{в облаках;} \end{cases} \quad (5)$$

$p = 1000$ гПа; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха; L , c_p — удельные теплота конденсации водяного пара и теплоемкость воздуха при постоянном давлении; γ_a — сухоадиабатический градиент; Q_p , H_p — вертикальные турбулентные потоки тепла и влаги соответственно, T — температура; Θ — потенциальная температура; $\epsilon_{\text{л}}$ — лучистый приток тепла к единице объема; q , δ — удельные влажность воздуха и водность облака; q_m — максимальное значение удельной влажности при заданных температуре и давлении; \tilde{Q}_p — вертикальный турбулентный поток удельного влагосодержания s ; $Q_{\text{к}}$ — поток капель воды и кристаллов льда под влиянием силы тяжести; $F_{\text{П}}$, F_s — члены, описывающие турбулентный обмен в горизонтальной плоскости функций Π и s соответственно;

в) гидростатическое уравнение

$$\frac{\partial h}{\partial p} = - \frac{RT}{gp}, \quad (6)$$

В облаках система (1) — (6) дополняется соотношением

$$q_m(T, p) = 0,622 \frac{E(T)}{p}, \quad (7)$$

где $E(T)$ — упругость насыщения водяного пара при температуре T .

Граничными условиями по вертикальной координате являются:

$$\omega = 0 \text{ при } p = 100 \text{ гПа,} \quad (8)$$

$$\omega = m \vec{V} \cdot \nabla z_0 \quad \text{при } p = 1000 \text{ гПа,} \quad (9)$$

где z_0 — высота земной поверхности над уровнем моря.

Последнее соотношение позволяет получить уравнение для прогноза высоты поверхности $p = 1000$ гПа h_{10} :

$$\frac{\partial h_{10}}{\partial t} + m \vec{V} \cdot \nabla (h_{10} - z_0) + \omega \frac{\partial h_{10}}{\partial p} = m^2 k \nabla^2 h_{10}. \quad (10)$$

Боковыми граничными условиями для внешней области являются

$$V_n = \frac{\partial V_{\tau}}{\partial n} = \frac{\partial \Pi}{\partial t} = \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial h_{10}}{\partial t} = 0, \quad (11)$$

где n — нормаль, а τ — касательная к боковой стенке;

для внутренней области принимаются условия Пиркея—Крейтсберга [9]

$$\frac{\partial A}{\partial t} \Big|_j = \chi_j \frac{\partial A_m}{\partial t} \Big|_j + (1 - \chi_j) \frac{\partial A_{\Phi}}{\partial t} \Big|_j, \quad (12)$$

где χ_j — весовой множитель, принимающий следующие значения:

$$\chi_j = \begin{cases} 0,0 & \text{для } j = 0, \\ 0,4 & \text{для } j = 1, \\ 0,7 & \text{для } j = 2, \\ 0,9 & \text{для } j = 3, \\ 1,0 & \text{для } j > 3; \end{cases}$$

j — номер точки сетки внутренней области по нормали вглубь от границы; A_M — тенденция величины A во внутренней области; A_Φ — фоновое значение тенденции величины A .

Учет крупномасштабной конденсации предусмотрен самой структурой уравнений притока тепла (3) и переноса влаги (4) ввиду того, что функции Π и s являются инвариантами относительно фазовых переходов воды. И если на некотором n -ом шаге интегрирования по времени получено приращение функции Π ($\Delta\Pi_n = \Pi_n - \Pi_{n-1}$), то соответствующее изменение температуры $\Delta T_n = T_n - T_{n-1}$ рассчитывается по формуле

$$\Delta T_n = \Delta\Pi_n \left[\left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \left(1 + \frac{L^2}{c_p R \Pi} \frac{q_{n-1}}{T_{n-1}^2} \right) \right]^{-1}. \quad (13)$$

В тех точках пространства, в которых выполняется неравенство $s_n > q_m(T_n)$, наблюдается 10-балльная облачность с водностью

$$\delta = s_n - q_m(T_n). \quad (14)$$

В противном случае оценивается балл облачности по соотношениям [4]:

$$\left. \begin{aligned} n_B &= 2,22 (r_B - 0,35), \\ n_C &= 2,50 (r_C - 0,45), \\ n_H &= 2,86 (r_H - 0,55), \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

где n_B , n_C , n_H — соответственно баллы облачности верхнего, среднего и нижнего ярусов; r_B , r_C , r_H — средние значения относительной влажности воздуха в слоях 300—500, 500—800 и 800—1000 гПа.

Количество выпавших осадков (масса жидкой воды, выпавшей из столба единичного сечения) определяется по формуле

$$E = \int_{300}^{1000} \rho (\delta - \delta^*) dp, \quad (16)$$

где δ и δ^* — значения водности облачности, полученные соответственно без учета и с учетом члена dQ_K/dp в уравнении (4).

Параметризация конвекции. Турбулентный обмен и конвективные движения приводят к тому, что атмосфера стремится сохранить гидростатическое равновесие, и если атмосфера стратифици-

рована неустойчиво по отношению к некоторому значению, обычно называемому критическим, вертикального градиента температуры $\gamma_{кр}$, то, возникающие при этом, конвекция и турбулентное перемешивание способствуют приобретению атмосферой нейтральной стратификации. Подобного рода конвективные движения играют существенную роль в перераспределении тепла и влаги в атмосфере и, следовательно, их необходимо учитывать в численных моделях. Кроме этого, при решении задач прогноза погоды с моделями по полным уравнениям возникающая в ходе численного прогноза неустойчивость атмосферы по отношению к $\gamma_{кр}$ способствует появлению вычислительной неустойчивости.

Одним из возможных методов учета подсеточной конвекции является так называемое «конвективное приспособление». В модели используется метод конвективного приспособления подобный тому, который применяется в английской оперативной прогностической модели [3]. Однако отличительной особенностью нашего метода является то, что постоянство относительной влажности воздуха в процессе приспособления не постулируется.

Критическое значение вертикального градиента температуры рассчитывается по формуле, предложенной А. Гэддом и Дж. Кирсом [4],

$$\gamma_{кр} = \begin{cases} \gamma_a & \text{при } 0 \leq r < r_k, \\ \gamma_a \left(\frac{1-r}{1-r_k} \right) + \gamma'_a \left(\frac{r-r_k}{1-r_k} \right) & \text{при } r_k \leq r \leq 1, \end{cases} \quad (17)$$

где r — относительная влажность воздуха в долях единицы; r_k — критическое значение относительной влажности, равное 0,5; γ_a, γ'_a — сухо- и влажноадиабатический градиенты.

Если в некотором слое атмосферы в результате вычислений получается $\gamma > \gamma_{кр}$, то в этом слое полагается $\gamma = \gamma_{кр}$ и

$$\frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_n} (c_p T + Lq) dp = \text{const}, \quad (18)$$

где p_n и p_b — давление на нижней и верхней границах слоя.

Последнее соотношение означает, что статистическая энергия столба влажного воздуха $\Phi_c = c_p T + gz + Lq$, заключенного между поверхностями p_n и p_b , сохраняется в процессе приспособления.

Из (18) можно получить следующее соотношение:

$$c_p (\tilde{T}_b - T_b) + L(\tilde{q}_b - q_b) + c_p (\tilde{T}_n - T_n) + L(\tilde{q}_n - q_n) = 0, \quad (19)$$

где T_b, \tilde{T}_b — значение температуры на верхней границе слоя до приспособления и после соответственно (аналогично означают на нижней границе T_n и \tilde{T}_n); q_b, \tilde{q}_b — значение удельной влажности на верхней границе слоя до и после приспособления соответственно (аналогично означают на нижней границе q_n и \tilde{q}_n).

С помощью соотношения Клаузиуса — Клапейрона уравнение (19) можно преобразовать к следующему виду:

$$\left(c_p + \frac{L^2 q_v}{R_H T_B^2}\right) (\tilde{T}_B - T_B) + \left(c_p + \frac{L^2 q_H}{R_H T_H^2}\right) (\tilde{T}_H - T_H) = 0. \quad (20)$$

Учитывая, что в процессе приспособления $\gamma = \gamma_{кр}$, из последнего соотношения можно определить \tilde{T}_H и \tilde{T}_B .

Представим удельную влажность, получаемую в процессе приспособления, в виде ряда

$$\tilde{q}(\tilde{T}, p) \equiv \tilde{q}(T + \Delta T, p) = q(T, p) + \left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_p \Delta T + \dots, \quad (21)$$

в котором ограничиваемся лишь линейным (относительно $\Delta T = \tilde{T} - T$) членом. Учитывая, что

$$\tilde{q}(\tilde{T}, p) = \tilde{r} \cdot q_m(\tilde{T}, p),$$

можно получить новое значение относительной влажности воздуха

$$\tilde{r} = \frac{q(T, p)}{q_m(\tilde{T}, p)} + \left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_p \frac{\Delta T}{q_m(\tilde{T}, p)}. \quad (22)$$

Величина dq/dT определяется посредством уравнения Клаузиуса — Клапейрона.

Количество влаги, сконденсировавшейся в столбе воздуха, ограниченного поверхностями p_H и p_B , оценивается следующим образом:

$$D = [q(\tilde{T}_H, p_H) - \tilde{r}_H \cdot q_m(\tilde{T}_H, p_H)] + \\ + [q(\tilde{T}_B, p_B) - \tilde{r}_B \cdot q_m(\tilde{T}_B, p_B)]. \quad (23)$$

В том случае, если $D < 0$, условие (18) заменяется на следующее:

$$\frac{1}{g} \int_{p_B}^{p_H} c_p T dp = \text{const}, \quad (24)$$

которое означает сохранение статистической энергии сухого воздуха $\Phi_c = c_p T + gz$ в процессе приспособления. В соответствии с (24) условие (19) заменяется выражением

$$(\tilde{T}_B - T_B) + (\tilde{T}_H - T_H) = 0. \quad (25)$$

После согласования неустойчиво-стратифицированного слоя возможно возникновение неустойчивости по отношению к соседним слоям. Вследствие этого процесс согласования производится итерациями.

Радиационная схема. Ввиду того, что на решение уравнений переноса лучистой энергии требуется значительное количество вычислительного времени, нами используется относительно простая двухслойная схема учета радиационных эффектов [6].

Параметризация коротковолновой радиации предполагает, что приходящая солнечная радиация разделяется сразу же на две части: одна часть с длинами волн $\lambda < 0,9$ мкм, рассеиваемая по релеевскому закону, и другая часть с длинами волн $\lambda \geq 0,9$ мкм, поглощаемая атмосферой. Спектральное поглощение и рассеяние в модели не учитывается. Считается, что основным газом, поглощающим солнечную радиацию, является водяной пар.

Атмосфера разбивается на два слоя одинаковой толщины по 400 гПа каждый, причем середина первого слоя совпадает с поверхностью 400 гПа, а середина второго — с поверхностью 800 гПа.

На верхнюю границу атмосферы поступает количество солнечной радиации, равное

$$I'_0 = I_0 \sin h_c, \quad (26)$$

где I_0 — солнечная постоянная; h_c — высота Солнца над горизонтом вычисляемая по формуле

$$\sin h_c = \sin \delta_c \sin \varphi - \cos \delta_c \cos \varphi \cos \left(\frac{\pi t}{12} + \lambda_a \right). \quad (27)$$

Здесь δ_c — склонение Солнца; φ , λ_a — географические широта и долгота.

При отсутствии облачности количество поглощенной солнечной радиации в верхнем и нижнем слоях составит соответственно:

$$A_1 = 0,0946 I'_0 \left(\frac{I'_0 W_{500}}{\cos \psi} \right)^{0,303}, \quad (28)$$

$$A_2 = 0,0946 I'_0 \left(\frac{I'_0 W_s}{\cos \psi} \right)^{0,303} - A_1, \quad (29)$$

где

$$I'_0 W_{500} = \frac{200}{g} q_{500}, \quad I'_0 W_s = \frac{200}{g} (q_{900} + q_{700} + q_{500}), \quad \cos \psi = \sin h_c.$$

Здесь индекс снизу означает к какой изобарической поверхности относится значение функции q .

Если $\cos \psi \leq 0,03$, то в этом случае количество поглощенной солнечной радиации полагается равным нулю.

При наличии сплошной облачности вычисление количества поглощенной коротковолновой радиации производится по следующим формулам:

$$\hat{A}_1 = 0,0946 I'_0 (1 - \alpha_c) (2,822 I'_0 W_{500})^{0,303}, \quad (30)$$

$$\hat{A}_2 = 0,0946 I'_0 (1 - \alpha_c) (2,822 I'_0 W_s)^{0,303} - \hat{A}_1, \quad (31)$$

где $\alpha_c = 0,5$ — альbedo облаков среднего яруса.

В случае частичной облачности количество поглощенной солнечной радиации определяется следующим образом:

$$A_i = n_c \hat{A}_i + (1 - n_c) A_i, \quad (i = 1, 2). \quad (32)$$

Перейдем к рассмотрению параметризации длинноволновой радиации. Инфракрасные потоки через поверхности 200, 600 и 1000 гПа B_{200} , B_{600} и B_{1000} вычисляются по методике М. Донарда [7]:

$$B_{1000} = \sigma \{ (1 - n_c) [a_{1000} T_{800}^4 + (a_{600} - a_{1000}) T_{400}^4 - T_s^4] + n_c [T_{800}^4 + \Phi(X4)(T_{900}^4 - T_{800}^4) - T_s^4] \}, \quad (33)$$

$$B_{600} = \sigma \{ (1 - n_c) [a_{1000} (T_s^4 - T_{800}^4) + a_{200} T_{400}^4 - T_s^4] \}, \quad (34)$$

$$B_{200} = \sigma \{ (1 - n_c) [(a_{600} - a_{1000}) (T_s^4 - T_{800}^4) + a_{200} (T_s^4 - T_{400}^4) - T_s^4] - n_c T_{400}^4 \}, \quad (35)$$

где

$$a_{1000} = \Phi(X1); \quad a_{600} = \Phi(X2); \quad a_{200} = \Phi(X3); \quad X1 = 0,4343 \ln(\omega_{900} + \omega_{700}); \quad X2 = 0,4343 \ln(\omega_{900} + \omega_{700} + \omega_{500} + \omega_B); \quad X3 = 0,4343 \ln(\omega_{500} + \omega_B); \quad X4 = 0,4343 \ln(\omega_{900}); \quad \Phi(X) = 0,0105 \cdot X^2 + 0,1675 \cdot X + 0,542, \quad T_s = 0,5(2T_{975} - T_{925}); \quad \omega_B = 0,2 \omega_{500}; \quad \omega_i = \frac{200}{g} \left(\frac{273,16}{T_i} \right)^{1/2} \times \left(\frac{p_i}{1000} \right)^{0,85} q_i;$$

n_c — балл облачности среднего яруса; σ — постоянная Стефана—Больцмана.

Величина радиационного притока тепла к единице объема ϵ_L для уровня 400 гПа равна

$$(\epsilon_L)_{400} = \frac{gp}{RT} \frac{(B_{200} - B_{600}) + A_1}{\Delta p}, \quad (36)$$

где $\Delta p = 400$ гПа.

Аналогично для уровня 800 гПа:

$$(\epsilon_L)_{800} = \frac{gp}{RT} \frac{(B_{600} - B_{1000}) + A_2}{\Delta p}. \quad (37)$$

Лучистый приток тепла на уровнях, лежащих между поверхностями 400 и 800 гПа, определяется линейной интерполяцией, а выше 400 гПа и ниже 800 гПа определяется соответственно потоками $(\epsilon_L)_{400}$ и $(\epsilon_L)_{800}$.

Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Обмен количеством движения между атмосферой и подстилающей поверхностью можно выразить вектором напряжения трения τ , отнесенным к поверхности 1000 гПа

$$\vec{\tau}_{1000} = \rho_{1000} \vec{c}_D |\vec{V}_{1000}| V_{1000}, \quad (38)$$

где ρ_{1000} , \vec{V}_{1000} — плотность воздуха и горизонтальный вектор скорости на уровне 1000 гПа; c_D — коэффициент сопротивления.

Трение наиболее существенно в планетарном пограничном слое (верхняя граница которого в модели совпадает с поверхностью 850 гПа), поэтому полагаем, что $\vec{\tau}_{850} = 0$. Между поверхностями 1000 и 850 гПа вектор напряжения линейно убывает.

Трение вносит вклад в изменение вертикальной скорости [3]

$$\Delta\omega_{1000} = \frac{g}{l} \left[\frac{\partial}{\partial y} (\tau_x)_{1000} - \frac{\partial}{\partial x} (\tau_y)_{1000} \right], \quad (39)$$

где τ_x и τ_y — компоненты вектора $\vec{\tau}$ по осям x и y .

Коэффициент сопротивления вычисляется по следующим соотношениям [3]:

$$c_D = \begin{cases} (1 + 0,036 \cdot |\vec{V}_{1000}|) \cdot 10^{-3} & \text{над морем,} \\ (1 + 0,0025 \cdot z_0) \cdot 10^{-3} & \text{над сушей.} \end{cases} \quad (40)$$

Над морской поверхностью потоки явного Q_{1000} и скрытого LH_{1000} тепла оцениваются на основе аэродинамического метода [3]:

$$Q_{1000} = \rho_{1000} \kappa_E |\vec{V}_{1000}| c_p \Delta T, \quad (41)$$

$$LH_{1000} = \rho_{1000} \kappa_E |\vec{V}_{1000}| \Delta q L, \quad (42)$$

причем $\Delta T = T_0 - T_a$, $\Delta q = q_0 - q_a$,
где T_0 — температура морской поверхности;

$$T_a = \begin{cases} T_{975} + \frac{1}{2} h_{1000}^{950} \gamma_a, & \text{если } T_a < T_0, \\ 0,1 \left(T_{975} + \frac{1}{2} h_{1000}^{950} \gamma_{950} \right) + 0,9 T_0, & \text{если } T_a > T_0, \\ T_0 & \text{в остальных случаях.} \end{cases}$$

Здесь h_{1000}^{950} — толщина слоя, заключенного между поверхностями 1000 и 950 гПа; γ_{950} — градиент температуры на поверхности 950 гПа;

$$q_0 = q_m (T_0, p_{1000}),$$

$$q_a = r_a q_m (T_a, p_{975}),$$

где

$$r_a = \begin{cases} r_{975}, & \text{если } T_a < T_0, \\ (0,1 r_{975} + 0,9) & \text{в остальных случаях.} \end{cases}$$

Коэффициент обмена κ_E определяется по формуле [3]

$$\kappa_E = (1,0 + 0,1 \Delta T) \cdot 10^{-3}. \quad (43)$$

Для вычисления потоков тепла и влаги над сушей привлекается уравнение баланса тепла подстилающей поверхности

$$Q_{1000} + LH_{1000} + Q_{\pi} = R_N, \quad (44)$$

где Q_{π} — поток тепла в почву; R_N — радиационный баланс земной поверхности.

Вводя отношение $\mu = Q_{\pi}/R_N$, уравнение (44) можно переписать следующим образом:

$$Q_{1000} + LH_{1000} = (1 - \mu) R_N, \quad (45)$$

Радиационный баланс аппроксимируется формулой [3]

$$R_N = \frac{1 - A}{1 + B} I_0 P \sin h_c - L_0, \quad (46)$$

где A — альbedo подстилающей поверхности;

$$P = (0,6 + 0,2 \sin h_c) (1 - 0,4 n_b) (1 - 0,7 n_c) (1 - 0,7 n_H), \quad (47)$$

$$L_0 = 90,7 (1 - 0,1 n_b - 0,3 n_c - 0,6 n_H). \quad (48)$$

В случае, когда $\sin h_c < 0$ радиационный баланс

$$R_N = -L_0. \quad (49)$$

Параметр μ определяется следующим образом:

$$\mu = \begin{cases} 0,0 & \text{для поверхности покрытой снегом,} \\ 0,1 & \text{для поверхности свободной от снега при } R_N > 0, \\ 0,5 & \text{для поверхности свободной от снега при } R_N \leq 0. \end{cases}$$

В ночное время (когда $R_N \leq 0$);

$$\left. \begin{aligned} Q_{1000} &= \frac{1}{2} R_N, \\ H_{1000} &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (50)$$

В дневное время:

$$Q_{1000} = \frac{(1 - \mu) R_N - LF^*}{1 + r_0 \hat{q}}, \quad (51)$$

$$LH_{1000} = \frac{r_0 \hat{q} (1 - \mu) R_N + LF^*}{1 + r_0 \hat{q}} \quad (52)$$

где r_0 — относительная влажность на поверхности 1000 гПа;

$$F^* = \rho_{1000} \kappa_E |\vec{V}_{1000}| (r_0 - r_a) q_m (T_a, p_{1000}); \quad (53)$$

$$\hat{q} = \frac{L^2}{c_p R_n T_a^2} q_m (T_a, p_{1000}).$$

Здесь

$$T_a = \begin{cases} T_{975} + \frac{1}{2} \gamma_a h_{1000}^{950}, & \text{если } Q_{1000} \geq 0, \\ T_{975} + \frac{1}{2} \gamma_{950} h_{1000}^{950}, & \text{если } Q_{1000} < 0. \end{cases} \quad (54)$$

Турбулентный обмен. Исследования, проведенные Л. Т. Матвеевым [1], показывают, что турбулентный обмен играет существенную роль в перераспределении тепла и влаги в атмосфере и в процессах облакообразования.

Расчет профилей вертикальных коэффициентов турбулентности в пограничном слое атмосферы выполняется по формулам, которые предложил Клайтон [5]:

— для неустойчивой стратификации ($d\theta/dz < 0$)

$$\kappa = - l_0^2 \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial p} (1 - \alpha S) \frac{gp}{RT}, \quad (55)$$

— для устойчивой стратификации ($d\theta/dz \geq 0$)

$$\kappa = - l_0^2 \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial p} (1 + \alpha S)^{-1} \frac{gp}{RT}, \quad (56)$$

где $\alpha = 18$; $S = \frac{(gl_0)^{1/2} \frac{\partial \theta}{\partial p}}{\theta \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial p}}$; $l_0 = \frac{\chi h}{1 + \frac{1480l}{|\vec{V}|} h}$

— путь смешения; χ — постоянная Кармана.

Выше пограничного слоя атмосферы значение вертикального коэффициента турбулентности рассчитывается по следующей формуле [8]:

$$\kappa = - l_0^2 \frac{gp}{RT} \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial p}, \quad (57)$$

где $l_0 = 30$ м.

Метод реализации. Указанная схема параметризации подсеточных процессов была реализована применительно к телескопической модели: внешняя модель являлась 6-уровневой с шагом 150 км и размером сеточной области 41×37 , а внутренняя модель с шагом 50 км и размером сеточной области 33×33 являлась 11-уровневой.

Блок расчета радиационных эффектов подключался к модели один раз в полчаса, расчет потоков тепла и влаги осуществлялся один раз в час, а конвективное приспособление — один раз в 15 минут.

Проведенные численные эксперименты показали, что описанная в данной работе схема параметризации подсеточных процессов достаточно хорошо учитывает основные физические процессы, ответственные за облакообразование и выпадение осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 311 с.
2. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 639 с.
3. Benwell G. R. R., Gadd A. J., Keers J. F., Timpson M. S., White P. W. The Bushby-Timpson 10-level model on a fine mesh. Meteorol. Office, Sci. Pap. 1971, No. 32, London, HMSO, 59 pp.
4. Burridge D. M., Gadd A. J. The Meteorological Office operational 10-level numerical weather prediction model (December 1975). Meteorol. Office, Sci. Pap., 1975, No. 34, London, HMSO, 39 pp.
5. Delson F., Miyakoda K., Clarke R. H. Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1971, vol. 97, No. 412, p. 181—208.
6. Duffy D. G. A split explicit reformulation of the regional numerical weather prediction model. — Mon. Wea. Rev., 1981, vol. 109, No. 5, p. 931—945.
7. Danard M. B. A simple method of including longwave radiation in a tropospheric numerical prediction model. — Mon. Wea. Rev., 1969, vol. 97, No. 1, p. 77—85.
8. Nitta T., Yamagishi Y., Okamura Y. Operational performance of a regional numerical weather prediction model. — J. Meteorol. Soc., Jap., 1979, vol. 57, No. 4, p. 308—331.
9. Perkey D. J., Kreitzberg C. W. A time dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models. — Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, No. 4, p. 744—755.

УДК 551.671

*Л. П. СЕРЯКОВА, Л. А. СОКОЛОВА (ЛГМИ),
В. А. ЛЕТУНОВСКИЙ (ААНИИ)*

ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ОБСКОГО СЕВЕРА

Освоение богатых ресурсов Обь-Енисейского Севера требует достаточно полной информации о климатическом режиме данной территории и тех факторах, под влиянием которых он формируется.

Одним из основных климатообразующих факторов, формирующих климат этого района, является солнечная радиация и метеорологические условия, определяющие ее ослабление при прохождении через атмосферу.

В нашем исследовании была изучена прозрачность атмосферы в районе Обского Севера, произведена оценка ослабления солнечной радиации отдельными составляющими: ослабление водяным паром, аэрозольное и молекулярное, а также под влиянием антропогенных воздействий. Расчет ослабления солнечной радиации проведен по данным метеорологических наблюдений за период 1959—1981 гг. на станции Салехард в безоблачные дни и состоянием диска солнца \odot^2 во все сроки и в отдельные сроки и данным радиозондирования для этих же дней, по которым было рассчитано влагосодержание атмосферы. Вычислялось общее ослабление солнечной радиации и его составляющие

$$\Delta S_{\text{общ}} = S_0 - S_{\text{н}}, \quad (1)$$

где $\Delta S_{\text{общ}}$ — общее ослабление солнечной радиации; S_0 — солнечная постоянная (1382 Вт/м^2); $S_{\text{н}}$ — наблюдаемая интенсивность солнечной радиации на станции Салехард.

$$\Delta S_{\text{общ}} = \Delta S_{\text{а}} + \Delta S_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta S_{\text{м}}, \quad (2)$$

где $\Delta S_{\text{а}}$ — аэрозольное ослабление солнечной радиации; $\Delta S_{\text{H}_2\text{O}}$ — ослабление водяным паром; $\Delta S_{\text{м}}$ — молекулярное ослабление.

Общее ослабление вычислялось как разность между величиной солнечной постоянной и наблюдаемой интенсивностью солнечной радиации. Молекулярное ослабление солнечной радиации вычислялось по разности

$$\Delta S_{\text{м}} = S_0 - S_{\text{ид}}, \quad (3)$$

где $S_{\text{ид}}$ — интенсивность солнечной радиации в идеальной атмосфере.

По рекомендации С. И. Сивкова $S_{\text{ид}}$ можно принять 1131 Вт/м^2 , тогда $\Delta S_{\text{м}} = 251 \text{ Вт/м}^2$ [1].

Ослабление водяным паром вычислялось по формуле С. В. Зверевой

$$\Delta S_{\text{H}_2\text{O}} = 0,129 (m \omega_{\infty})^{0,27},$$

$$0,4 \text{ см} < m \omega_{\infty} < 10 \text{ см}, \quad (4)$$

где m — оптическая масса атмосферы; ω — влагосодержание атмосферы (рассчитывалось по формуле О. А. Дроздова) [2].

Аэрозольное ослабление определялось, как остаточный член уравнения (2). Используя результаты актинометрических измерений и данные радиозондирования на станции Салехард, рассчитано ослабление солнечной радиации, отношения $\Delta S_{\text{м}}/\Delta S_{\text{общ}}$, $\Delta S_{\text{а}}/\Delta S_{\text{общ}}$, $\Delta S_{\text{H}_2\text{O}}/\Delta S_{\text{общ}}$ и проведено сравнение этих расчетов с данными других авторов (табл. 1).

Сравнение ослабления солнечной радиации водяным паром (ΔS_{H_2O}), аэрозолями (ΔS_a) и общее ($\Delta S_{общ}$) по данным разных авторов

Месяц	$\Delta S_{общ}$	ΔS_{H_2O}	ΔS_a	$\Delta S_{H_2O}/\Delta S_{общ}$	$\Delta S_a/\Delta S_{общ}$	$\Delta S_m/\Delta S_{общ}$
1	2	3	4	5	6	7

Салехард (Серякова Л. П., Соколова Л. А.)

июнь	516	167	98	32	19	48
июль	572	174	140	30	25	44
август	544	167	126	30	23	46
сентябрь	614	167	195	27	32	41

Полярные станции (Зверева С. В., Маршунова М. С. [3, 4])

июнь	544	167	126	31	23	46
июль	551	174	126	32	22	46
август	509	167	91	33	18	49
сентябрь	502	147	105	29	21	50

Дрейфующие станции (Зверева С. В., Маршунова М. С. [3, 4])

июнь	544	147	147	27	27	46
июль	558	167	140	30	25	45
август	509	154	98	31	20	49
сентябрь	509	126	130	25	25	49

Мирный 1956/57 гг. (Зверева С. В. [3, 5])

август	384	98	35	26	9	65
сентябрь	454	112	91	25	20	55

«Оазис» (Зверева С. В. [5, 6])

август	328	84	0	25	0	75
сентябрь	335	84	-5	26	-1	75

Саратов (Зверева С. В. [7])

июнь	586	181	154	32	25	43
июль	600	188	154	32	26	42
август	572	181	130	31	27	42
сентябрь	—	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

Павловск (Калитин Н. Н. [6])

июнь	565	181	140	32	24	44
июль	607	195	160	32	27	41
август	565	181	126	33	23	44
сентябрь	523	167	105	33	19	48

Ташкент (Калитин Н. Н. [6])

июнь	621	188	181	30	30	40
июль	628	195	181	31	29	40
август	614	188	174	30	29	41
сентябрь	593	167	167	29	29	42

Салехард, ☉², дни с пожарами (Соколова Л. А.)

июнь	824	202	370	24	45	30
июль	991	195	544	20	55	25

Общее ослабление прямой солнечной радиации на станции Салехард несколько увеличивается от июня к сентябрю. Как видно из рис. 1, утренние и вечерние величины всех составляющих ослабления отличаются незначительно, т. е. не испытывают четкого суточного хода. Во все месяцы теплого периода ослабление $\Delta S_{H_2O} > \Delta S_a$. Особенно это заметно в июне — августе. Абсолютная величина ΔS_{H_2O} в течение бесснежного периода почти не меняется, а ΔS_a заметно увеличивается от июня к сентябрю. В сентябре ΔS_a становится равным ΔS_{H_2O} . В среднем за бесснежный период на ст. Салехард ослабление водяным паром составляет 30%, ΔS_a — 25%, ΔS_m — 45%. В работе рассчитан коэффициент прозрачности в летние месяцы на ст. Салехард по данным актинометрических наблюдений для безоблачных дней с состоянием диска солнца ☉² во все сроки.

На ст. Салехард $\Delta S_{общ}$ на 20—100 Вт/м² больше, чем на полярных и дрейфующих станциях, и в 1,2—2 раза больше, чем на ст. Мирный и «Оазис», и одновременно в июне — августе на 50—70 Вт/м² меньше, чем в Ташкенте. Характер разделения общего

ослабления на составляющие наиболее близок к ослаблению на дрейфующих станциях, т. е. $\Delta S_{H_2O} > \Delta S_a$. В умеренных широтах ΔS_a приближается к ΔS_{H_2O} , а на ст. Ташкент они становятся равными.

В районе Обского Севера отмечается высокий коэффициент прозрачности атмосферы в течение всего теплого периода (0,75—0,77) с небольшим понижением в августе (до 0,72), что

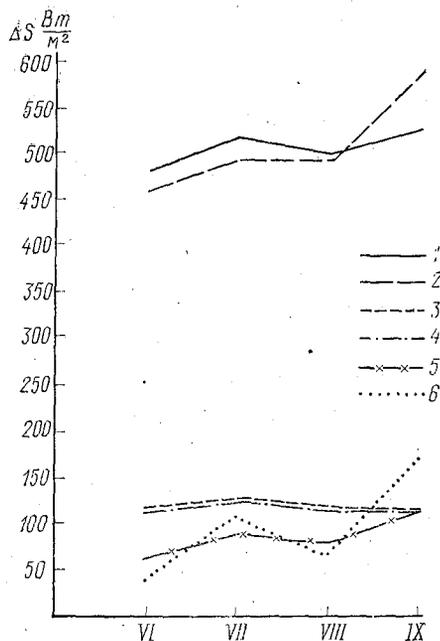


Рис. 1. Составляющие ослабления солнечной радиации в летние месяцы (ΔS):

- 1 — $\Delta S_{\text{общ}}$, утро; 2 — $\Delta S_{\text{общ}}$, вечер;
 3 — ΔS_{H_2O} , утро; 4 — ΔS_{H_2O} , вечер;
 5 — ΔS_a , утро; 6 — ΔS_a , вечер

можно объяснить как небольшим влагосодержанием, так и слабой запыленностью атмосферы летом. Суточный ход среднего за рассматриваемый период P_2 в течение летних месяцев на ст. Салехард в июне — июле близок к суточному ходу P_2 в других районах, т. е. коэффициент P достигает минимума к 12 часам, и далее увеличивается к 18 часам. Однако в районе ст. Салехард в утренние часы часто наблюдается туман и дымка, что несколько занижает утрен-

ние значения \bar{P}_2 по сравнению с вечерними часами. В августе начинается переход суточного хода к зимнему, и в сентябре суточный ход носит характер зимнего, т. е. p_2 в дневные часы больше чем утром, из-за частой повторяемости утренних туманов (рис. 2). Расчет среднего многолетнего коэффициента прозрачности атмосферы представлен в табл. 2.

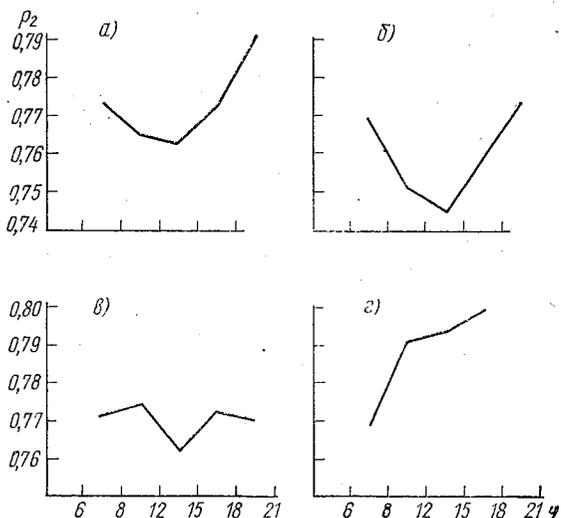


Рис. 2. Суточный ход коэффициента прозрачности (P_2) в летние месяцы на ст. Салехард:

а — июнь; б — июль; в — август; г — сентябрь.

Таблица 2

Средний многолетний коэффициент прозрачности атмосферы, приведенный к оптической массе 2

Исследуемые дни	VI	VII	VIII	XI
С состоянием диска солнца ☉ ² во все сроки	0,75	0,72	0,75	0,74
С состоянием диска солнца ☉ ² в отдельные сроки	0,75	0,74	0,77	0,77

Изменение P_2 на ст. Салехард, вычисленного в отдельные сроки, хорошо определяется метеорологическими условиями приземного слоя воздуха: изменением $t_{\text{возд}}$ и парциального давления водяного

пара e (рис. 3, 4). Как видно из рис. 3 и 4 P_2 уменьшается с повышением $t_{\text{возд}}$ и увеличением парциального давления водяного пара. Изменение P от e идет более плавно, чем P от $t_{\text{возд}}$. Пслученные

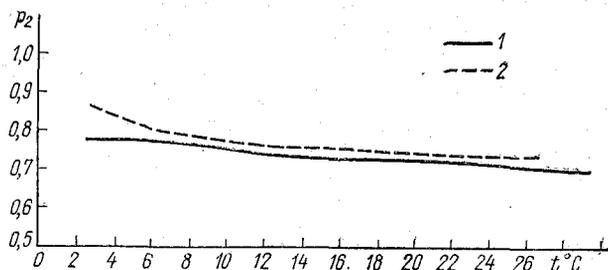


Рис. 3. Зависимость коэффициента прозрачности (P_2) от температуры воздуха ($t_{\text{возд}}$):
1 — на ст. Салехард; 2 — над океаном.

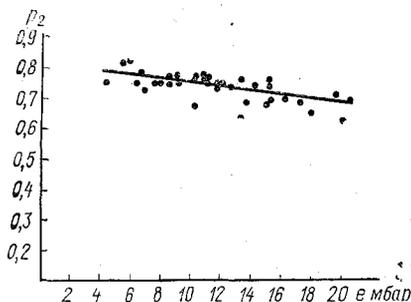


Рис. 4. Зависимость коэффициента прозрачности (P_2) от парциального давления водяного пара (e) на уровне будки ст. Салехард.

данные, характеризующие зависимость P от $t_{\text{возд}}$, хорошо согласуются с результатами сопоставления P с $t_{\text{возд}}$ для океана [8]. На основании установленных зависимостей получены уравнения регрессии (табл. 3).

Таблица 3

Уравнения регрессии, средние квадратические отклонения (σ_x и σ_y), коэффициент корреляции (r) коэффициента прозрачности атмосферы с температурой воздуха и парциальным давлением водяного пара (e гПа)

Уравнения регрессии	r	$\sigma_x (e)$	$\sigma_y (P_2)$
$P_2 = -0,005 e + 0,82$	0,59	3,89	0,34
$P_2 = -0,039 (t-4)^{0,25} + 0,74$	—	1,01	0,55

Станция Салехард расположена в зоне северной тайги, поэтому здесь в летний период, особенно в июле и августе, часто наблюдается сильное помутнение атмосферы из-за лесных и тундровых пожаров. Для исследования влияния лесных псжаров на P_2 выбраны безоблачные дни с помутнением атмосферы из-за дыма от лесных пожаров, с состоянием диска солнца \odot^2 за июль — август 1959—1961 гг. в сроки 9.00 и 15.00. Для этих дней рассчитан P_2 , приведенный к массе атмосферы 2. Приведение к массе 2 выполнялось по номограмме К. И. Таварткиладзе и таблицам С. И. Сивкова [9, 10]. Расчеты показали, что \bar{P}_2 в дни с помутнением атмосферы из-за дыма от пожаров в июле равно 0,63, в августе 0,53, что меньше, чем в дни без пожаров — в июле 0,72, в августе 0,75 (см. табл. 2). Общее ослабление солнечной радиации составило в среднем в июле 821 Вт/м², а в августе 991 Вт/м², что на много больше $\Delta S_{\text{общ}}$ в дни без пожаров (в июле 572 Вт/м², а в августе 544 Вт/м²). В дни с лесными пожарами ΔS_a составляет 1/2 от $\Delta S_{\text{общ}}$. Абсолютная величина ΔS_a в дни с лесными пожарами возрастает в 2—3 раза по сравнению с днями без пожаров, увеличивается и $\Delta S_{\text{H}_2\text{O}}$.

Большие изменения прозрачности атмосферы обусловлены многочисленными факторами, из которых основное значение имеет синоптическая обстановка, обуславливающая условия атмосферной циркуляции, которая, в свою очередь определяет поступление в данный район воздушных масс с различными оптическими свойствами.

Для выяснения подобной зависимости был произведен анализ синоптической обстановки, соответствующий экстремальным значениям коэффициента прозрачности атмосферы для станции Салехард. Исследование проводилось как по приземным картам, так и по картам барической топографии. Рассматривая связь коэффициента прозрачности атмосферы с синоптической обстановкой в районе станции Салехард (табл. 4), можно отметить, что повышенные значения коэффициента прозрачности наблюдаются на западной периферии циклона и восточной антициклона, а также южной периферии циклона и северной антициклона и в гребнях. Это, по-видимому, объясняется тем, что при подобной синоптической обстановке в район станции поступает достаточно сухой воздух, до этого находившийся над континентом или льдами Арктики. Понижение прозрачности атмосферы отмечается на северной периферии циклона и южной антициклона, а также в ложбинах. В этом случае, по всей вероятности, в район станции поступают влажные воздушные массы, содержащие большое количество аэрозольных частиц.

В антициклонах и циклонах экстремальных значений коэффициента прозрачности атмосферы не наблюдалось. По-видимому, это связано с тем, что нами использовались случаи с ясным состоянием неба, а в циклонах восходящие потоки приводят, как

правило, к образованию большого количества облаков. Устойчивая антициклональная погода способствует значительному радиационному выхолаживанию и большой сухости воздуха, в то же время летом в антициклонах западного сектора Арктики, где располагается станция Салехард, поступают более теплые и влажные массы воздуха, поэтому отклонение коэффициента прозрачности от среднего незначительно. Установление подобных закономерностей на большем материале могло бы выявить возможности прогноза изменений характеристик прозрачности атмосферы в соответствии с установившимся синоптическим положением.

Таблица 4

Повторяемость экстремальных значений коэффициента прозрачности (P) при различных формах приземного барического поля

Значение P	Форма барического поля у земли							
	гребень	ложбина	размытое барическое поле	перемычка высокого давления	периферии			
					севера Az, юга Zп	запада Az, востока Zп	юга Az, севера Zп	востока Az, запада Zп
P_{max}	7	—	—	1	4	—	1	4
P_{min}	—	4	1	—	2	1	1	—

Полученные нами выводы о влиянии формы барического поля на коэффициент прозрачности атмосферы хорошо согласуются с данными С. В. Зверевой, полученными для западного сектора Арктики [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Сивков С. И. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере. — Труды ГГО, 1965, вып. 169, с. 66—75.
2. Дроздов О. А. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 462 с.
3. Зверева С. В. Прозрачность атмосферы в полярных районах. — Автореферат диссертации на соиск. ученой степени канд. географ. наук, ЛГМИ, 1967. — 165 с.
4. Маршунова М. С. Основные закономерности радиационного баланса подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике. — Тр. ААНИИ, 1961, т. 229. — 230 с.
5. Зверева С. В. Прозрачность атмосферы в Антарктике. — Тр. ЛГМИ, 1965, вып. 22, с. 35—51.
6. Калитин Н. Н. Об ослаблении солнечной радиации водяными парами и аэрозолями. — Метеорология и гидрология, 1947, № 1, с. 11—16.
7. Зверева С. В. Об ослаблении солнечной радиации в полярных районах. — Труды ААНИИ, 1969, т. 287, с. 171—178.
8. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана. — Мурманск: Мурманский филиал ААНИИ, 1982. — 92 с.

9. Сивков С. И. Методические указания по определению характеристик прозрачности атмосферы для актинометрических отделов гидрометеорологических обсерваторий УГМС. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 36 с.

10. Гаварткиладзе К. А. Номограмма для приведения коэффициента прозрачности и интенсивности солнечной радиации к любому числу масс атмосферы. — Тр. Зак. НИГМИ, 1963, вып. 14, с. 107—113.

11. Зверева С. В., Романова Г. П., Самойленко А. В. Связь прозрачности атмосферы в отдельных районах СССР с характеристиками атмосферной циркуляции. — Тр. ААНИИ, 1971, вып. 38, с. 17—23.

УДК 551.54

А. В. КУРБАТОВА (ЛГМИ), Т. В. ИНКИНА Т. А. ЖУРАВЛЕВА (ВВУГКС)

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ C_s В РАЗЛИЧНЫХ БАРИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ И ВО ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОНАХ

Исследование термодинамических условий и физических особенностей образования облаков верхнего яруса и формирования их пространственной структуры имеет большое значение для диагноза и прогноза границ облаков, а также для лучшего понимания процессов образования твердой фазы воды в атмосфере. Термодинамические условия образования облаков верхнего яруса исследовались автором ранее [1, 2] без учета синоптических процессов. Рассмотрение термодинамических условий образования C_s с учетом синоптических процессов позволит уточнить полученные ранее зависимости между температурой на нижней границе C_s и термодинамическими параметрами атмосферы для конкретной синоптической обстановки.

В данном исследовании использованы материалы 12 пунктов регулярного самолетного зондирования над ЕТС. Было рассмотрено 412 случаев подъемов самолетов, при которых пробивалась нижняя граница C_s и определялись параметры. Для всех случаев по синоптическим картам были определены барические образования, в которых отмечались C_s . В 292 случаях C_s наблюдались в областях низкого давления (циклонах, ложбинах) и в 120 случаях в областях высокого давления (антициклонах, гребнях). Все случаи наблюдений были разделены на три группы. В первую группу вошли наблюдения C_s в передних частях циклонов и ложбин низкого давления, в тыловых частях антициклонов и гребней высокого давления и на южных перифериях антициклонов. Ко второй группе отнесены наблюдения C_s в тыловых частях циклонов и ложбин, передних частях антициклонов и гребней высокого давления. В

третью группу включены наблюдения Cs в теплых секторах циклонов и на северных перифериях антициклонов. Первые две группы барических образований были в свою очередь разделены по характеру стратификации атмосферы (табл. 1). Для каждой группы барических образований по данным самолетного зондирования была определена псевдопотенциальная температура смоченного термометра (θ_p) на уровнях: максимальной температуры, 850, 700 и 500 гПа.

Таблица 1

Повторяемость Cs в различных барических образованиях при различной стратификации атмосферы

Барические образования	Стратификация атмосферы		Всего случаев
	устойчивая	неустойчивая, безразличная	
1-я группа	155	45	200
2-я группа	83	62	145
3-я группа	67	—	67

Характер стратификации атмосферы определялся по изменению θ_p с высотой от уровня максимальной температуры до изобарической поверхности 500 гПа. Неустойчивая стратификация атмосферы в основном наблюдалась в трехкилометровом слое до изобарической поверхности 700 гПа, и значительно реже до изобарической поверхности 500 гПа (табл. 2).

Температура на нижней границе Cs при неустойчивой стратификации атмосферы во всех барических образованиях в 84% случаев была выше -28°C (рис. 1). Чаще всего при неустойчивой стратификации атмосферы на нижней границе Cs в первой группе барических образований наблюдалась температура $-16 \div -20^{\circ}\text{C}$, а во второй группе $-24 \div -28^{\circ}\text{C}$.

Как в первой, так и во второй группе барических образований при неустойчивой стратификации атмосферы температура на нижней границе Cs во всех случаях была выше -34°C .

При устойчивой стратификации атмосферы Cs наблюдались чаще, чем при неустойчивой, особенно в первой группе барических образований (табл. 3).

При устойчивой стратификации атмосферы температура на нижней границе Cs изменяется в большем диапазоне, чем при неустойчивой (рис. 1). Чаще всего на нижней границе Cs в 1-й и 3-й группах барических образований при устойчивой стратификации наблюдалась температура $-30 \div -32^{\circ}\text{C}$, во 2-й группе несколько ниже ($-32 \div -36^{\circ}\text{C}$). При дной стратификации атмосферы наблюдались температуры и значительно ниже -40°C .

Таблица 2

Повторяемость (число случаев, %) разностей θ'_p между уровнями максимальной температуры и изобарических поверхностей 700 и 500 гПа при неустойчивой стратификации атмосферы для 1-й и 2-й групп барических образований

Барические образования	Градации разностей, °С $\Delta\theta'_p = \theta'_{p_{\text{мак}}} - \theta'_{p700}$	Повторяемость		Градации разностей, °С $\Delta\theta'_p = \theta'_{p_{\text{мак}}} - \theta'_{p500}$	Повторяемость	
		число случаев	проценты		число случаев	проценты
1-я группа	0,0—2,0	14	45,2	0,5—2,0	9	64,2
	2,1—3,0	12	38,6	2,1—3,0	2	14,3
	3,1—4,0	2	6,5	3,1—4,0	2	14,3
	>4,1	3	9,7	>4,0	1	7,2
	Σ	31	100	Σ	14	100
2-я группа	0,0—2,0	22	56,5	0,5—2,0	15	65,3
	2,1—3,0	10	25,7	2,1—3,0	5	21,8
	3,1—4,0	2	5,1	3,1—4,0	1	4,4
	>4,0	5	16,1	>4,0	2	8,7
	Σ	39	100	Σ	23	100

Таблица 3

Повторяемость (число случаев, %) разностей θ'_p между уровнями максимальной температуры и изобарической поверхности 500 гПа при устойчивой стратификации атмосферы для различных групп барических образований

Градации разностей, °С	1-я группа		2-я группа		3-я группа	
	число случаев	проценты	число случаев	проценты	число случаев	проценты
— 0,5— — 4,0	25	16,7	10	12,2	14	22,2
— 4,1— — 8,0	47	31,4	31	37,8	27	42,8
— 8,1— — 12,0	41	27,3	25	30,5	14	22,2
— 12,1— — 16,0	22	14,6	10	12,2	5	8,0
— 16,1— — 20,0	15	10,0	6	7,3	3	4,8
Σ	150	100	82	100	63	100

Для указанных трех групп барических образований при устойчивой и неустойчивой стратификации атмосферы проведен корреляционный анализ [3] связи между температурой нижней границы C_s и $\theta'_{p'}$ различных уровней (табл. 4 и 5).

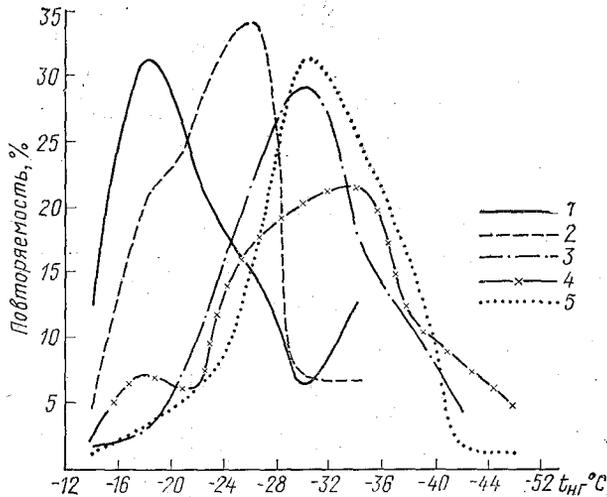


Рис. 1. Повторяемость температуры на нижней границе C_s в различных группах барических образований при неустойчивой (н. с.) и устойчивой стратификации (у. с.) атмосферы:

1 — н. с. — 1 группа; 2 — н. с. — 2 группа; 3 — у. с. — 1 группа; 4 — у. с. — 2 группа; 5 — у. с. — 3 группа.

Таблица 4

Статистические характеристики, определяющие корреляционные связи между температурой на нижней границе C_s и $\theta'_{p'}$ различных уровней при неустойчивой стратификации атмосферы для 1-й и 2-й группы барических образований

Барические образования	Статистические характеристики	Уровни			
		t_{\max}	850 гПа	700 гПа	500 гПа
1 группа	$r(t_{н.Г}, \theta'_{p'})$	0,79	0,81	0,87	0,90
	$2\sigma_r$	0,14	0,12	0,08	0,06
2 группа	$r(t_{н.Г}, \theta'_{p'})$	0,74	0,69	0,71	0,79
	$2\sigma_r$	0,14	0,16	0,16	0,12

Здесь $r_{t_{н.г}, \theta'_p}$ — коэффициент корреляции между температурой на нижней границе Cs и θ'_p различных уровней ($t_{\text{мак}}$, 850 гПа, 700 гПа и 500 гПа); σ_r — квадратическое отклонение коэффициента корреляции.

Таблица 5

Статистические характеристики, определяющие корреляционные связи между температурой на нижней границе Cs и θ'_p различных уровней при устойчивой стратификации атмосферы для 3-х групп барических образований

Барические образования	Статистические характеристики	Уровни			
		$t_{\text{мак}}$	850 гПа	700 гПа	500 гПа
1-я группа	$r_{(t_{н.г}, \theta'_p)}$	0,66	0,71	0,80	0,84
	$2\sigma_r$	0,10	0,08	0,06	0,04
2-я группа	$r_{(t_{н.г}, \theta'_p)}$	0,63	0,71	0,79	0,89
	$2\sigma_r$	0,14	0,12	0,08	0,04
3-я группа	$r_{(t_{н.г}, \theta'_p)}$	0,61	0,74	0,79	0,86
	$2\sigma_r$	0,16	0,12	0,10	0,06

Как видно из табл. 4 и 5 степень устойчивости связи между температурой на нижней границе облаков и θ'_p увеличивается от уровня максимальной температуры до изобарической поверхности 500 гПа. Это объясняется тем, что θ'_p изобарической поверхности 500 гПа характеризует термодинамическое состояние 5 км слоя атмосферы. При этом при неустойчивой стратификации атмосферы коэффициенты корреляции больше, по сравнению с устойчивой стратификацией. Особенно эти различия хорошо заметны на нижних уровнях.

Зависимость температуры на нижней границе Cs от θ'_p различных уровней была аппроксимирована в виде уравнений регрессии (табл. 6).

Исследование термодинамических условий образования Cs в зонах атмосферных фронтов было проведено на основании 116 случаев. При устойчивой стратификации были рассмотрены Cs, наблюдавшиеся перед теплым фронтом на расстоянии от 300 до 800 км, в зоне теплого фронта и в теплом секторе циклона на небольшом расстоянии от теплого фронта (табл. 7).

Таблица 6

Уравнения регрессии для трех групп барических образований при различной стратификации атмосферы

Барические образования	Уровни	Уравнения регрессии: I) для неустойчивой и безразличной, II) для устойчивой стратификации атмосферы	Среднее рассеяние точек относительно линии регрессии	
I.	1-я группа	$t_{\text{мак}}$	$t_{\text{н.г}} = 1,47 \theta'_p - 42,2$	1,8
		850 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,42 \theta'_p - 39,4$	1,7
		700 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,47 \theta'_p - 39,2$	1,5
		500 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,74 \theta'_{p_1} - 45,9$	1,3
	2-я группа	$t_{\text{мак}}$	$t_{\text{н.г}} = 0,94 \theta'_p - 36,4$	1,7
		850 гПа	$t_{\text{н.г}} = 0,94 \theta'_p - 34,9$	1,7
		700 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,08 \theta'_p - 35,8$	1,7
		500 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,68 \theta'_p - 46,0$	1,5
II.	1-я группа	$t_{\text{мак}}$	$t_{\text{н.г}} = 0,61 \theta'_p - 30,6$	2,2
		850 гПа	$t_{\text{н.г}} = 0,79 \theta'_p - 32,6$	2,1
		700 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,16 \theta'_p - 37,8$	1,7
		500 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,61 \theta'_p - 45,5$	1,6
	2-я группа	$t_{\text{мак}}$	$t_{\text{н.г}} = 0,73 \theta'_p - 31,3$	2,8
		850 гПа	$t_{\text{н.г}} = 0,99 \theta'_p - 33,4$	2,6
		700 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,28 \theta'_p - 38,5$	2,2
		500 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,92 \theta'_p - 48,5$	1,7
	3-я группа	$t_{\text{мак}}$	$t_{\text{н.г}} = 0,61 \theta'_p - 32,6$	2,3
		850 гПа	$t_{\text{н.г}} = 0,86 \theta'_p - 34,5$	1,9
		700 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,16 \theta'_p - 38,5$	1,8
		500 гПа	$t_{\text{н.г}} = 1,73 \theta'_p - 47,5$	1,5

Таблица 7

Повторяемость (число случаев) Cs в различных фронтальных зонах при различной стратификации атмосферы

Синоптическая ситуация	Неустойчивая стратификация	Устойчивая стратификация
Холодный фронт	13	—
Вторичный холодный фронт	24	—
Теплый сектор циклона — 200—300 км от холодного фронта	16	—
Перед теплым фронтом	—	27
Теплый фронт	—	36
Σ случаев	53	63

При неустойчивой стратификации атмосферы были рассмотрены те случаи Cs, когда неустойчивость атмосферы наблюдалась во всем 5 км слое. Это холодные фронты, вторичные холодные фронты и в 16 случаях Cs наблюдались в теплых секторах на расстоянии 200—300 км от холодного фронта. На синоптических картах при неустойчивой стратификации атмосферы отмечалась мощная кучевая и кучево-дождевая облачность, осадки ливневого характера, местами грозы.

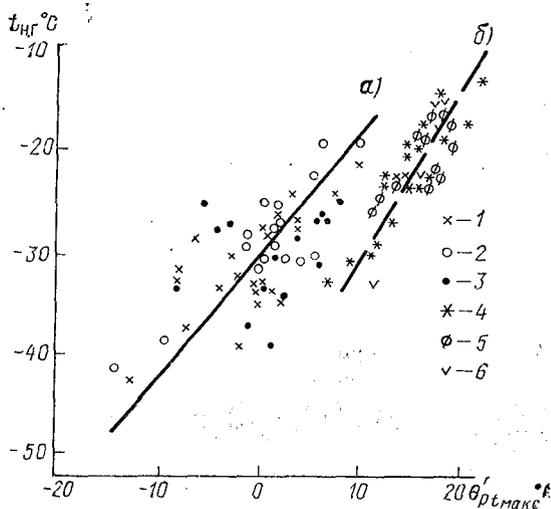


Рис. 2. Зависимость температуры на нижней границе Cs от псевдопотенциальной температуры смоченного термометра (θ_p) на уровне максимальной температуры в различных фронтальных зонах: а — у. с.; б — н. с.; 1 — перед теплым фронтом; 2 — зона теплого фронта; 3 — теплый сектор; 4 — вторичные холодные фронты; 5 — зона основного холодного фронта; 6 — теплый сектор, непосредственно перед холодным фронтом.

О степени устойчивости связи между указанными температурами можно судить по рис. 2. Как видно из рис. 2 все точки, характеризующие Cs на холодных фронтах, на вторичных холодных фронтах, а также в теплых секторах циклона при неустойчивой стратификации атмосферы расположились на графике правее. Отчетливо видна и другая группа точек, которые расположились левее. Последняя группа точек характеризует образование Cs при устойчивой стратификации атмосферы впереди теплых фронтов и в их зонах. Такой сдвиг линий регрессий выше указанной зависимости обусловлен тем, что неустойчивость в атмосфере наблюдается в основном летом и поэтому все точки при неустойчивой стра-

тификации лежат в области более высоких псевдопотенциальных температур смоченного термометра и, наоборот, хорошо выраженные теплые фронты наблюдаются в холодный период года при устойчивой стратификации атмосферы. Кроме того, при неустойчивой стратификации атмосферы очень хорошая связь наблюдается между температурой на нижней границе Cs и θ_p у поверхности земли, так как в теплое время года более интенсивно развит турбулентный обмен между слоями атмосферы, определяющий хорошие

связи между термодинамическими параметрами различных уровней.

Следует также отметить, что на холодных фронтах температура на нижней границе Cs не опускалась ниже -33°C и часто принимала значения от -16 до -24°C . На теплых фронтах температура на нижней границе Cs была во всех случаях ниже -20°C и часто отмечалась в пределах от -24 до -32°C . Таким образом, фазовые переходы воды в атмосфере на холодных фронтах, где наблюдаются интенсивные восходящие движения, происходят при более высоких температурах, чем на теплых фронтах.

Из рис. 3 видно, что линии регрессии зависимости температуры на нижней границе Cs от θ_p на уровне 500 гПа для различных фронтальных зон при различной стратификации атмосферы совпадают, с той лишь разницей, что точки при устойчивой страти-

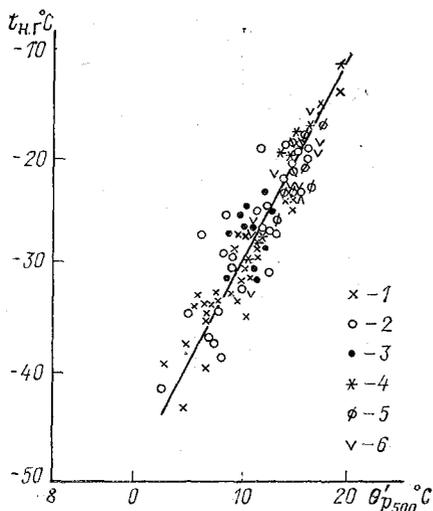


Рис. 3. Зависимость температуры на нижней границе Cs от псевдопотенциальной температуры смоченного термометра изобарической поверхности 500 гПа в различных фронтальных зонах:

Обозначения те же, что и на рис. 2.

фикации лежат ниже, т. е. в области более низких θ_p . Следовательно, устойчивость связи между температурой на нижней границе Cs и θ_p у поверхности земли зависит от синоптической ситуации лишь в той мере, в которой последняя отражает степень устойчивости атмосферной стратификации. Связи между температурой на нижней границе Cs и θ_p на уровне 500 гПа во фронтальных зонах мало зависят от стратификации атмосферы.

Таким образом, теснота связи между температурой на нижней границе облаков и θ_p на нижних уровнях зависит от степени устойчивости атмосферы. Для исследования связи между $t_{н.г}$ и θ_p на разных уровнях в зависимости от степени устойчивости атмосферы все наблюдения были разделены на две группы. В первую группу вошли наблюдения, когда изменения θ_p от уровня

максимальной температуры до изобарической поверхности 500 гПа были меньше — 8°С (табл. 8), во вторую группу — случаи, когда указанные изменения θ'_p были меньше θ° С, но больше — 8°С.

Таблица 8

Повторяемость Cs при различной стратификации атмосферы

Степень устойчивости $\Delta\theta'_p = \theta'_p t_{\max} - \theta'_{p500}$	Число случаев	Стратификация атмосферы
$\Delta\theta'_p < -8^\circ$	204	очень устойчивая
$-8^\circ < \Delta\theta'_p < 0^\circ$	216	устойчивая
$\Delta\theta'_p \geq 0^\circ$	140	неустойчивая, безразличная

Случаи с неустойчивой стратификацией на подгруппы не разделялись, так как если при устойчивой стратификации $\Delta\theta'_p$ изменялась в пределах от — 0,1 до — 20°С, то при неустойчивой стратификации атмосферы $\Delta\theta'_p$ равнялась 0,1—5,0°С и очень часто неустойчивое состояние атмосферы наблюдалось только в 3 км слое. Случаев с безразличной стратификацией было немного и они были объединены с наблюдениями с неустойчивой стратификацией атмосферы.

Анализ корреляционной связи между указанными температурами показал, что с уменьшением степени устойчивости атмосферы коэффициент корреляции увеличивается, а при неустойчивой стратификации он принимает максимальные значения (табл. 9).

Таблица 9

Статистические характеристики, определяющие корреляционные связи между температурой на нижней границе Cs и θ'_p различных уровней при различной стратификации атмосферы

Стратификация атмосферы	Уровень t_{\max}		500 гПа	
	$r(t_{\text{н.г.}}, \theta'_p)$	$2\sigma_r$	$r(t_{\text{н.г.}}, \theta'_p)$	$2\sigma_r$
очень устойчивая	0,71	0,06	0,85	0,04
устойчивая	0,82	0,04	0,85	0,04
безразличная и неустойчивая	0,83	0,02	0,89	0,02

При этом следует считать, что при менее устойчивой стратификации, а также при безразличной и неустойчивой хорошие связи наблюдаются между температурой на нижней границе Cs и θ'_p у поверхности земли (t_{\max}).

Это позволяет по данным у поверхности земли с небольшой ошибкой определить температуру нижней границы Cs, а при наличии радиозондирования и ее высоту. Установленные связи можно аппроксимировать уравнениями регрессии (табл. 10).

Таблица 10

Уравнения регрессии между температурой на нижней границе Cs и θ'_p различных уровней для различной стратификации атмосферы

Стратификация атмосферы	Уровень t_{\max}	500 гПа
очень устойчивая	$t_{\text{н.г}} = 0,86 \theta'_{p t_{\max}} - 30,7$	$t_{\text{н.г}} = 1,70 \theta'_{p 500} - 46,1$
устойчивая	$t_{\text{н.г}} = 1,30 \theta'_{p t_{\max}} - 34,7$	$t_{\text{н.г}} = 1,61 \theta'_{p 500} - 45,2$
безразличная и неустойчивая	$t_{\text{н.г}} = 1,33 \theta'_{p t_{\max}} - 42,0$	$t_{\text{н.г}} = 1,86 \theta'_{p 500} - 48,1$

Вероятность определения температуры на нижней границе Cs с погрешностью $\leq \pm 3,0^\circ \text{C}$, что соответствует ошибке определения высоты нижней границы облаков $\leq 300-500$ м, увеличивается с понижением степени устойчивости атмосферы. Так, для уровня максимальной температуры она увеличивается от 72 до 90%, а для изобарической поверхности 500 гПа от 97 до 99%.

Таким образом, определенное синоптическое положение в конкретный сезон года определяет термодинамическое состояние атмосферы, т. е. величину энтропии влажного воздуха с насыщенным водяным паром и ее изменение с высотой в атмосфере. Она в свою очередь определяет фазовые переходы воды в атмосфере. С увеличением энтропии влажного воздуха с насыщенным водяным паром фазовые переходы воды происходят при более высоких температурах. Стратификация атмосферы определяет вид зависимости температуры на нижней границе Cs от θ'_p .

Температуру на нижней границе Cs при любом синоптическом процессе можно с достаточной точностью определить по θ'_p на уровне 500 гПа, при этом при определенном значении θ'_p все три формулы (табл. 10) дают приблизительно одинаковые результаты.

Определение температуры на нижней границе Cs с небольшой погрешностью по данным θ'_p у поверхности земли можно только при безразличной и неустойчивой стратификации атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курбатова А. В. Термодинамические условия образования и пространственная структура облаков верхнего яруса. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геогр. наук. Л., 1977. — 19 с.
2. Курбатова А. В. Исследование связи между псевдопотенциальной температурой смоченного термометра и температурой на нижней границе перистых облаков. — Труды ЛГМИ, 1977, вып. 62, с. 122—130.
3. Пановский Г. Л., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Перевод с английского под ред. Л. С. Гандина и Р. Л. Кагана. Л., Гидрометеонздат, 1972. — 209 с.

А. В. КУРБАТОВА, Л. П. СЕРЯКОВА (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ОБЛАЧНОСТИ НА ПОТОКИ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ В РАЙОНЕ ОБЬ-ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Освоение богатых природных ресурсов Севера Западной Сибири требует более детального изучения режимных характеристик, определяющих тепловой баланс деятельного слоя. Основной режимной характеристикой, формирующей тепловой баланс деятельного слоя, является прямая и рассеянная радиация, которая, проходя через облачную атмосферу, претерпевает существенные изменения.

Исследования, посвященные влиянию облачности на потоки коротковолновой радиации для некоторых районов СССР, выполнены Л. П. Серяковой и Б. М. Гальперин [1—4], З. И. Пивоваровой [5].

Однако структура внутримассовой облачности в районе Обь-Енисейского Севера имеет свои особенности, отличающиеся от других физико-географических районов.

Данное исследование выполнено по материалам срочных актинометрических измерений пяти актинометрических станций Обь-Енисейского Севера: Игарка, Салехард, Туруханск, Енисейск, Тарко-Сале за период июль — сентябрь 1956—1980 гг.

По срочным актинометрическим наблюдениям за весь указанный период исследованы зависимости $Q = f(h_c)$ и $D = f(h_{\odot})$ при безоблачном небе, сплошной облачности и разном количестве следующих внутримассовых облаков: Ci, Ac, Cu, Cb, Sc, St и тумане.

Так как при визуальных наблюдениях за облаками весьма приближенно определяется их количество, то баллы облаков были объединены по следующим интервалам: 0—1, 2—3, 4—5, 6—7, 8—9, $\overline{10}$ и 10 баллов.

При сплошной облачности изучались также сочетания облаков: Sc, Ac; Sc, Ac, As; Sc, As.

Зависимости $Q = f(h_c)$ и $D = f(h_{\odot})$ изучались при отметках диска солнца \odot^2 , \odot , \odot^0 и II отдельно. Материалы актинометрических наблюдений по всем станциям обрабатывались совместно.

В результате обработки актинометрических наблюдений получены средние значения потоков рассеянной и суммарной радиации для различного количества внутримассовой облачности и различного состояния диска Солнца (табл. 1, рис. 1).

Зависимость рассеянной радиации (D Вт/м²) от высоты Солнца при различном количестве внутримассовых облаков в среднем для станций Обь-Енисейского Севера

Форма облаков	Количество облаков, балл	Состояние диска Солнца	Высота Солнца, град									
			5	10	15	20	25	30	35	40	45	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Сi	0—1	⊙ ²	21	35	49	56	63	63	70	70	77	
	2—3	⊙ ²	28	49	63	77	84	91	98	98	98	
		⊙	28	49	63	77	84	98	105	105	105	
	4—5	⊙	28	49	63	77	84	98	98	98	98	
	6—7	⊙	28	49	63	77	84	98	105	112	112	
	8—9	⊙	28	56	84	105	119	133	140	147	154	
		$\overline{10}$	⊙	35	70	98	119	133	154	167	181	195
	Ac	0—1	⊙ ²	21	35	49	56	70	84	91	98	112
		2—3	⊙ ²	28	42	56	63	77	91	98	112	119
		⊙	28	42	56	70	84	98	105	119	130	
4—5		⊙ ²	21	35	42	56	77	91	112	133	147*	
		⊙	28	49	77	91	112	140	160	181	202	
6—7		⊙	42	70	98	119	154	181	209	230	251	
		⊙ ^o	35	70	112	147	181	223	258	300	342	
8—9		⊙	42	77	112	140	181	216	238	293	328	
		⊙ ^o	42	84	126	174	223	265	314	363	405	
		II	21	49	84	126	167	209	244	279	314	
		$\overline{10}$	⊙	28	70	112	154	195	244	286	328	384
			⊙ ^o	35	77	119	167	209	258	307	349	398
			II	28	56	84	119	154	195	237	279	314
10		II	21	42	70	98	126	154	181	209	244	
Cu		0—1	⊙ ²	35	49	56	63	70	77	84	91	98
	2—3	⊙ ²	35	49	56	63	77	84	91	98	105	
		⊙	35	56	70	84	91	105	112	119	133	
	4—5	⊙ ²	35	49	63	70	84	91	98	105	112	
		⊙	35	56	70	84	98	112	126	133	156	
	6—7	⊙	49	70	91	105	119	133	147	154	167	
		⊙ ^o	21	56	91	105	126	160	209	265	300*	
	8—9	⊙	63	91	119	140	160	181	202	216	230	
		⊙ ^o	42	77	119	140	181	209	244	293	328	
		II	28	49	77	105	140	174	209	244	279	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Sc	10	☉	35	70	105	140	174	209	244	279	314	
		☉°	42	84	126	167	216	265	314	270	419	
		Π	21	49	77	105	140	174	209	251	286	
	4—5	☉	35	49	56	84	91	105	112	119	130	
	6—7	☉	28	42	63	98	130	167	209	265	321	
	6—7	Π	21	42	98	130	174	202	230*			
	8—9	☉	35	63	98	126	154	181	209	237	265	
		☉°	35	63	98	130	174	216	258	300	342	
	Sc, Ac; Sc, Ac, As; Sc, As	10	Π	28	56	91	126	160	195	237	272	314
			☉°	42	84	126	167	216	265	307	356	405
10		Π	14	42	77	112	147	188	230	279	321	
10		Π	21	42	70	98	126	154	181	209	237	
10		Π	21	34	62	86	111	138	167	196	226	
10		Π		26	42	60	81	103	128	154	182	
10		Π	14	28	49	70	91	105	126	147	174	
Туман				19	40	66	96	130	166			

Примечание: * получены из короткого ряда наблюдений.

Установлено, что вследствие колебаний высоты нижней границы, вертикальной мощности и микроструктуры внутримассовых облаков, распределения их по небосводу и относительно Солнца, а также в связи с изменением прозрачности атмосферы и метеорологических условий при смене воздушных масс, рассеянная радиация в данном районе изменяется в больших пределах: от 7 до 530 Вт/м². В связи с различием индикатрисы рассеяны при прохождении солнечных лучей в безоблачной атмосфере и сквозь облако, интенсивность рассеянной радиации с увеличением высоты Солнца (h_{\odot}) растет быстрее при закрытом диске Солнца, чем при открытом. При наличии облаков характер роста рассеянной радиации с увеличением высоты Солнца определяется как количеством и формой облаков, так и расположением облаков по отношению к диску Солнца.

При ☉ и ☉° (рис. 1 и 2) рассеянная радиация увеличивается с ростом количества различных форм внутримассовых облаков. Наиболее четко проявляется увеличение D при высотах Солнца более 30°.

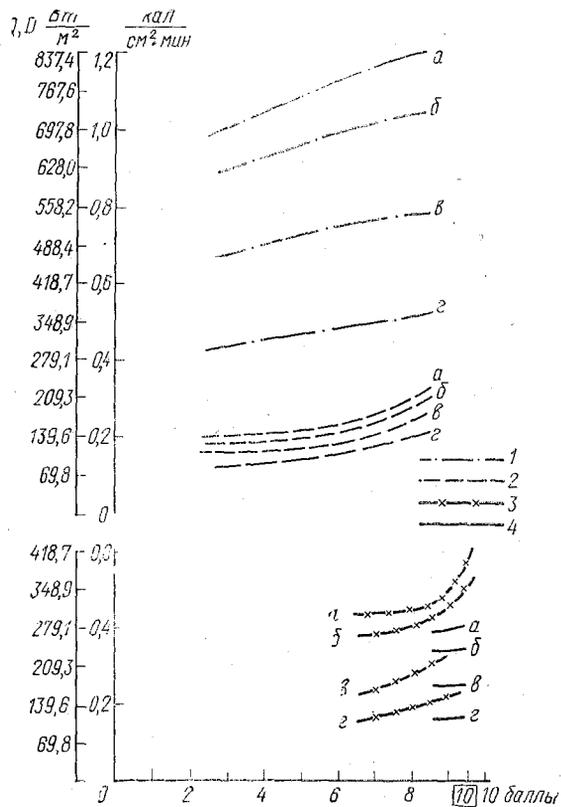


Рис. 1. Суммарная (Q) и рассеянная (D) радиация при различном количестве A_s и различном состоянии диска Солнца:

1 — Q при \odot ; 2 — D при \odot ; 3 — D при \odot° ;
 4 — D при Π ; а — $h_{\odot} = 45^\circ$; б — $h_{\odot} = 40^\circ$;
 в — $h_{\odot} = 30^\circ$; г — $h_{\odot} = 20^\circ$.

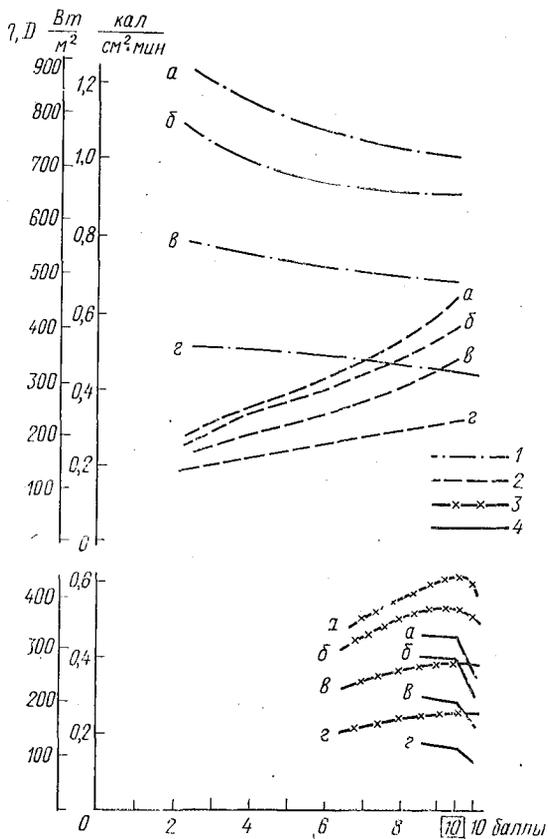


Рис. 2. Суммарная (Q) и рассеянная (D) радиация при различном количестве Си и различном состоянии диска Солнца:

1 — Q при \odot ; 2 — D при \odot ; 3 — D при \odot ; 4 — D при Π ; а — $h_{\odot} = 45^{\circ}$; б — $h_{\odot} = 40^{\circ}$; в — $h_{\odot} = 30^{\circ}$; з — $h_{\odot} = 20^{\circ}$.

При высотах Солнца менее 30° изменение D от количества облаков незначительно. Максимальные значения рассеянной радиации при \odot и \odot^0 для всех форм внутримассовых облаков наблюдаются при $\boxed{10}$.

При полном закрытии диска Солнца (II) увеличение количества облаков до $\boxed{10}$ не вызывает существенных изменений рассеянной радиации и только при переходе к сплошной облачности (10 баллов) происходит уменьшение D . Максимальные значения D при всех формах внутримассовой облачности и всех состояниях диска Солнца наблюдаются при $\boxed{10}$ баллах. Минимальные значения D отмечаются при 1—3 баллах и \odot^2 .

Суммарная радиация (Q) в основном определяется высотой Солнца и в меньшей степени зависит от количества облаков (табл. 2). Зависимость Q от количества облаков различается для разных форм. Суммарная радиация при \odot с увеличением количества S_i до 6—7 баллов мало меняется и только при дальнейшем увеличении до $\boxed{10}$ баллов незначительно уменьшается. Последнее можно объяснить тем, что с увеличением количества облаков до 6—7 баллов понижение прямой радиации при увеличении количества облаков компенсируется ростом D . При дальнейшем увеличении количества S_i этой компенсации уже не происходит, так как увеличивается их мощность [6]. Q при \odot с увеличением количества A_c уменьшается, что можно объяснить тем, что волнистообразные облака образуются при наличии инверсионных слоев в атмосфере, которые способствуют накоплению не только аэрозольных частиц, но и водяного пара. Q при \odot с увеличением количества S_c , в отличие от S_i и A_c , возрастает. Сопоставляя потоки коротковолновой радиации при одинаковых высотах Солнца и одинаковом количестве различных форм внутримассовых облаков, следует отметить, что при \odot с увеличением количества облаков возрастают различия в интенсивности D в зависимости от форм облаков (рис. 3). Наибольшая рассеянная радиация для количества облаков более 4—5 баллов наблюдается при A_c , наименьшая при S_i , при количестве облаков менее 4 баллов для всех трех форм облаков D почти не различается. При \odot^0 (рис. 4) с увеличением количества облаков уменьшаются различия D для A_c , S_c и S_i . При II рассеянная радиация не различается для S_c и A_c как при количестве облаков 8—9 баллов, так и при $\boxed{10}$ и 10. Для S_i D несколько меньше, чем при A_c и S_c (рис. 4).

При количестве облаков 10/10 II наибольшие значения D отмечаются при тумане, наименьшие при S_v и St . Сравнивая интенсивность рассеянной радиации на станциях Обь-Енисейского Севера и на Северо-Западе ЕТС [3], следует отметить, что при 10 баллах различных форм внутримассовых облаков и состоянии диска Солнца II, а также при тумане D на станциях Обь-Енисейского Севера

Таблица 2

Зависимость суммарной солнечной радиации (Q) от высоты Солнца при различном количестве внутримассовых облаков в среднем для станций Обь-Енисейского Севера, Вт/м²

Форма облаков	Количество облаков, балл	Состояние диска Солнца	Высота Солнца, град								
			5	10	15	20	25	30	35	40	45
Сi	0—1	⊙ ²	49	119	209	300	384	468	551	628	698
	2—3	⊙ ²	42	112	195	293	384	475	565	642	712
		⊙	42	112	202	300	384	468	551	621	690
	4—5	⊙	42	112	195	286	370	454	537	621	690
	6—7	⊙	42	112	188	279	370	454	537	621	690
	8—9	⊙	49	126	216	300	384	461	537	614	684
		$\overline{10}$	⊙	35	98	174	258	345	433	509	579
Ac	0—1	⊙ ²	63	140	209	293	370	454	537	621	705
	2—3	⊙ ²	77	147	223	307	384	468	551	635	719
		⊙	56	126	195	293	377	458	551	628	754
	4—5	⊙ ²	56*	105*	188*	256*	398*	488*	572*	642*	677*
		⊙	56	126	202	286	363	461	551	649	747
	6—7	⊙	70	130	202	279	356	426	495	572	642
	8—9	⊙	63	126	195	258	342	419	488	579	649
	$\overline{10}$	⊙	42	105	181	251	321	412	488	572	649
Cu	0—1	⊙ ²	63	140	216	293	384	468	551	642	733
	2—3	⊙ ²	70	130	209	293	384	468	558	643	733
		⊙	63	140	216	293	377	461	551	635	726
	4—5	⊙ ²	77	147	223	307	391	474	565	656	740
		⊙	70	147	223	307	398	488	579	670	761
	6—7	⊙	91	181	265	356	440	530	621	698	789
	8—9	⊙	77	154	251	342	440	537	642	740	844
	$\overline{10}$	⊙		70*	154*	244*	349*	468*	600*	740*	907*
Sc	4—5	⊙	56*	130*	216*	307*	377*	461*	607*	621*	698*
	6—7	⊙	35*	84*	147*	237*	356*	488*	607*	733*	837*
	8—9	⊙	49*	112*	188*	265*	349*	440*	544*	642*	740*

Примечание: * получены из короткого ряда наблюдений.

больше, чем на Северо-Западе ЕТС, что указывает на меньшую водность и мощность облаков на станциях Обь-Енисейского Севера по сравнению с Северо-Западом ЕТС.

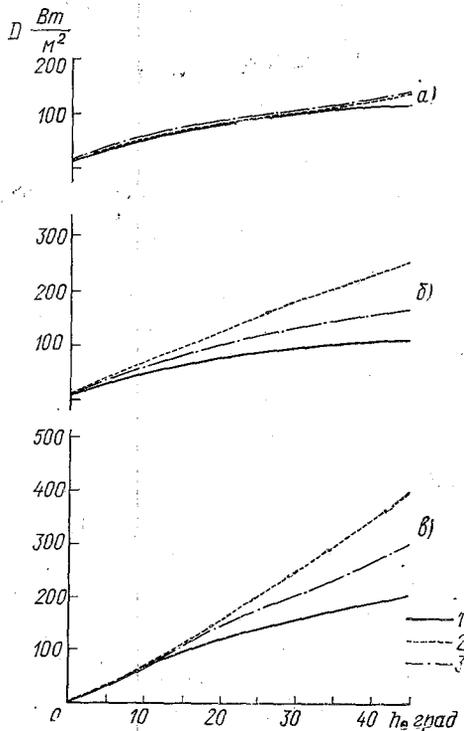


Рис. 3. Зависимость рассеянной радиации от h_{\odot} при различной внутримассовой облачности и состоянии диска Солнца \odot :

1 — Ci; 2 — Ac; 3 — Sc; а — 2—3 балла;
б — 6—7 баллов; в — $\overline{10}$ баллов.

Сопоставление Q при одинаковых высотах Солнца и количестве различных форм внутримассовых облаков показало, что при \odot с увеличением количества облаков увеличивается различие Q для Ci, Ac, Sc, Sc, в основном для высот Солнца более 30° . Максимальная суммарная радиация наблюдается при Sc, а минимальная для облачности менее 5 баллов при Ci, а для 8—9 баллов при Ac. Последнее можно объяснить тем, что Sc образуются в неустойчиво стратифицированной атмосфере, при прогреве арктического воздуха, распространяющегося в данный район в тылу циклонов и по периферии гребней высокого давления. Волнистообразные облака (Ac, Sc) образуются при наличии инверсии температуры в устойчиво стратифицированной атмосфере.

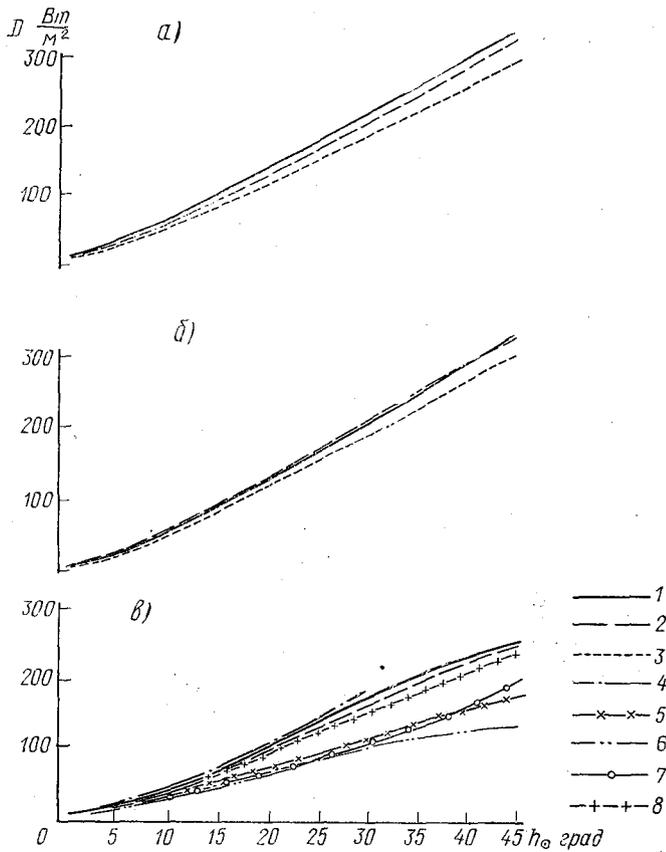


Рис. 4. Зависимость рассеянной радиации от высоты Солнца при различной облачности и отсутствии прямой радиации (II):
 1 — Ac; 2 — Sc; 3 — Cu; 4 — Cb; 5 — St; 6 — Ns; 7 — \equiv ;
 8 — сочетание облаков: Sc, Ac; Sc, Ac, As; Sc, As; а — 8—9 баллов; б — $\overline{10}$ баллов; в — 10 баллов.

Для характеристики изменчивости потоков коротковолновой радиации вычислено среднее квадратическое отклонение (σ) для различных форм облаков по 10-градусным градациям высот Солнца (табл. 3, 4). Изменчивость рассеянной и суммарной радиации так же, как сами потоки, определяется высотой Солнца, количеством и формой облаков. С увеличением высоты Солнца и количества облаков увеличивается изменчивость потоков коротковолновой радиации. Наименьшая изменчивость потоков рассеянной радиации наблюдается при 1—3 баллах различных форм внутримассовых облаков, а также при 10 баллах Св. Наибольшая изменчивость рассеянной радиации при 6—9 баллах Ас и ☉, а также при 10 баллах Sc и St и П. Относительная изменчивость $\left(\frac{\sigma}{Q}\right)$ суммарной радиации меньше, чем рассеянной. Максимальная относительная изменчивость Q при 8—9 и 10 баллах Ас, где она составляет 19—24% соответственно. Устойчивость связи потоков коротковолновой радиации с высотой Солнца различается для рассеянной и суммарной радиации. Коэффициент корреляции потоков Q с h_{\odot} больше, чем D с h_{\odot} (табл. 3, 4). Так для Q он более 0,90, тогда как для D он изменяется в пределах $0,39 \div 0,94$. Связь D с h_{\odot} для Си менее тесная, чем для Ас и Sc, что можно объяснить тем, что при наличии Си рассеяние происходит их гранями. Поэтому D зависит от степени развития Си, их взаимного расположения и высоты нижнего основания. Зависимость средних значений D и Q от высоты Солнца была аппроксимирована в виде аналитических уравнений (табл. 3, 4).

Изменение средних потоков рассеянной радиации в зависимости от h_{\odot} меньше, чем абсолютная изменчивость указанных потоков для конкретных высот Солнца, обусловленная метеорологическими и термодинамическими параметрами. Для объяснения большой изменчивости потоков коротковолновой радиации при безоблачном и пасмурном состоянии неба были исследованы зависимости D и Q от метеорологических условий: температуры, относительной влажности воздуха и параметра стратификации атмосферы (табл. 5, 6, 7 и рис. 5). Как видно из табл. 5 и рис. 5, при определенных температурах воздуха рассеянная радиация при безоблачном небе (D_0) возрастает с увеличением относительной влажности воздуха (f), что объясняется увеличением числа рассеивающих частиц и ростом размеров аэрозолей. Наиболее четко влияние влажности на рассеянную радиацию проявляется при высокой температуре 15,1—20,0°.

Рост температуры (t) при постоянной f приводит также к увеличению D_0 . Наиболее четкая зависимость D_0 от t отмечается при высокой относительной влажности.

Зависимость рассеянной радиации (D Вт/м²) от высоты Солнца (h_{\odot} град) при разной облачности, коэффициент корреляции (r_D, h_{\odot}) и среднее квадратическое отклонение (σ_D)

Форма облаков	Количество облаков, балл	Состояние диска Солнца	Вид зависимости	r_D, h_{\odot}	σ Вт/м ²					Пределы применимости уравнения связи, град
					Высота Солнца, град					
					0—10	10—20	20—30	30—40	40	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cu	0/0	☉ ³	$D = 3,49h_{\odot}^{0,84} + 14$	0,55	15	20	29	39	40	7—47
	0—1	☉ ²	$D = 7,68h_{\odot}^{0,63} + 14$	0,70		5	7	17	28	7—47
	2—3	☉ ²	$D = 6,98h_{\odot}^{0,67} + 14$	0,61		13	12	16	15	10—45
	4—5	☉	$D = 11,17h_{\odot}^{0,63} + 7$	0,66	10	11	65	47	58	5—45
		☉ ²	$D = 6,98h_{\odot}^{0,70} + 14$	0,66		14	14	35	49	10—45
	6—7	☉	$D = 8,38h_{\odot}^{0,75} + 7$	0,65		7	35	35	49	10—45
		☉	$D = 16,45h_{\odot}^{0,59} + 7$	0,39		14	42	56	70	10—45
	8—9	☉	$D = 20,24h_{\odot}^{0,63} + 7$	0,50		49	63	70	77	10—45
		☉ ⁰	$D = 8,38h_{\odot}^{0,96} + 7$	0,86	7	35	56	35	70	10—45
	Ac	10	II	$D = 2,51h_{\odot}^{1,25} + 7$	0,87		21	35	70	91
☉			$D = 5,90h_{\odot}^{1,04} + 7$	0,45			63	98	63	10—40
☉ ⁰			$D = 5,58h_{\odot}^{1,13} + 7$	0,57		21	21	38	42	12—40
II			$D = 2,23h_{\odot}^{1,27} + 7$	0,92		21	28	49	77	10—45
☉ ²			$D = 3,35h_{\odot}^{0,89} + 14$	0,75		7	14	28	56	7—45
Ac	0—1	☉ ²	$D = 3,35h_{\odot}^{0,89} + 14$	0,75		7	14	28	56	7—45
	2—3	☉ ²	$D = 3,25h_{\odot}^{0,92} + 14$	0,89		14	7	42	35	12—45
		☉	$D = 5,09h_{\odot}^{0,84} + 7$	0,91		21	14	21		5—40

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sc	4-5	⊙ ²	$D = 0,77h_{1,36}^{\ominus} + 14$	0,88	7	7	42	42	42	16-42
		⊙	$D = 4,05h_{1,02}^{\ominus} + 7$	0,79	28	42	77	49	49	3-45
	6-7	⊙	$D = 8,37h_{0,89}^{\ominus} + 7$	0,79	63	91	140	84	84	10-46
		⊙	$D = 5,44h_{1,08}^{\ominus} + 7$	0,90	21	35	105	112	112	12-35
	8-9	⊙	$D = 6,17h_{1,04}^{\ominus} + 7$	0,76	21	56	49	56	56	15-45
		⊙	$D = 6,90h_{1,06}^{\ominus} + 7$	0,70	14	28	56	49	49	10-40
		⊙	$D = 3,26h_{1,20}^{\ominus} + 7$	0,59	14	21	42	42	42	5-40
		⊙	$D = 4,05h_{1,19}^{\ominus} + 7$	0,94	21	21	42	56	56	15-47
	<u>10</u>	⊙	$D = 3,77h_{1,24}^{\ominus} + 7$	0,52	49	49	56	56	56	15-45
		⊙	$D = 2,90h_{1,25}^{\ominus} + 7$	0,91	77	21	49	35	35	0-45
Sc	10	⊙	$D = 5,30h_{1,13}^{\ominus} + 7$	0,52	49	21	56	49	49	10-40
		⊙	$D = 2,58h_{1,13}^{\ominus} + 7$	0,61	14	42	77	105	105	2-47
		⊙	$D = 8,65h_{0,10}^{\ominus} + 7$	0,79	35	21	21	63	63	16-45
	4-5	⊙	$D = 1,10h_{1,47}^{\ominus} + 7$	0,79	42	35	77	77	77	17-45
	6-7	⊙	$D = 5,93h_{0,99}^{\ominus} + 7$	0,91	42	35	77	77	77	15-40
	8-9	⊙	$D = 3,63h_{1,19}^{\ominus} + 7$	0,90	35	42	63	70	70	7-45
		⊙	$D = 3,20h_{1,20}^{\ominus} + 7$	0,88	7	42	49	42	42	3-42
		⊙	$D = 5,86h_{1,11}^{\ominus} + 7$	0,87	56	42	56	42	42	12-46
	<u>10</u>	⊙	$D = 2,07h_{1,32}^{\ominus} + 7$	0,89	7	28	56	91	91	0-47
		⊙	$D = 2,58h_{1,18}^{\ominus} + 7$	0,73	7	28	56	70	70	0-47
St	10	⊙	$D = 1,40h_{1,25}^{\ominus} + 7$	0,68	35	63	84	98	98	5-47
Cb	10	⊙	$D = 0,65h_{1,47}^{\ominus} + 7$	0,81	2	12	19	11	11	9-47
Туман	10	⊙	$D = 1,19h_{1,44}^{\ominus} + 7$	0,96	11	16	15	30	30	5-30

Зависимость суммарной радиации (Q Вт/м²) от высоты Солнца (h_{\odot} град) при различной облачности, коэффициент корреляции (r_Q, h_{\odot}) и среднее квадратическое отклонение (σ_Q)

Форма облаков	Количество облаков, балл	Состояние диска Солнца	Вид зависимости	r_Q, h_{\odot}	σ Вт/м ²					Пределы применимости уравнения связи, град										
					Высота Солнца, град															
					0—10	10—20	20—30	30—40	40											
Cu	0/0	☉ ²	$Q = 7,34h_{\odot}^{1,21} + 14$	0,86	8	13	12	14	16	7—47										
	0—1	☉ ²	$Q = 9,36h_{\odot}^{1,14} + 14$	0,91																
	2—3	☉ ²	$Q = 7,60h_{\odot}^{1,20} + 14$	0,99																
	4—5	☉	$Q = 9,40h_{\odot}^{1,14} + 7$	0,94							27	75	23	55	6—45					
		☉ ²	$Q = 9,91h_{\odot}^{1,13} + 14$	0,98							21	28	28	35	16—47					
		☉	$Q = 10,26h_{\odot}^{1,13} + 7$	0,97							42	42	42	49	12—47					
		☉	$Q = 17,45h_{\odot} + 7$	0,91							21	42	49	56	16—46					
8—9	☉	$Q = 11,38h_{\odot}^{1,13} + 7$	0,90	49	112	63	84	15—47												
Ac	0—1	☉ ²	$Q = 9,50h_{\odot}^{1,13} + 14$	0,97	7	50	22	21	42	15—45										
	2—3	☉ ²	$Q = 10,70h_{\odot}^{1,10} + 14$	0,98																
	4—5	☉	$Q = 7,47h_{\odot}^{1,21} + 7$	0,91							12	25	21		5—25					
		☉	$Q = 7,68h_{\odot}^{1,20} + 7$	0,92							11	45	34	43	6—40					
		☉	$Q = 12,60h_{\odot}^{1,03} + 7$	0,94												63	91	140	84	7—46
		☉	$Q = 9,10h_{\odot}^{1,12} + 7$	0,74												77	126	154	126	15—45
		☉	$Q = 7,26h_{\odot}^{1,18} + 7$	0,98												112	98	174	12—47	
<u>10</u>	☉																			

Таблица 5

Рассеянная солнечная радиация при безоблачном небе
на станциях Обь-Енисейского Севера в зависимости от h_{\odot} , температуры
и влажности воздуха (D_0 Вт/м²)

$t^{\circ}C$	$f\%$	Высота Солнца, град									
		5	10	15	20	25	30	35	40	45	
5,1—10,0	31—40			49	56	63	63				
	41—50				56	63	70	77	84		
	51—60		42	56	63	63	70	77	91	91	
	61—70		42	56	63	63	70				
	71—80		49	56	63	70	77				
	81—90		49	56	63	70					
10,1—15,0	31—40		35	49	56	63	70	70	77	77	
	41—50		42	49	56	70	70	77	77	84	
	51—60		42	56	63	84*	84*				
	61—70		49	63	63	77	84	84			
	71—80		49	63	77	77*					
	81—90		56	70	77	77	84	84			
15,1—20,0	31—40		35	49	56	63	70	70	84	84	
	41—50		42	49	56	70	77	84	84	91	
	51—60		42	56	63	70					
	61—70				63	77	84	84	91		
	71—80				77	91	105*	112*	126*		
	81—90				91	98	105				
20,1—25,0	31—40				63	77	84	91	91	105	
	41—50			56	70	77	91	98	105	105	
	51—60			56	70	77	91	98	112		
	61—70		49	63	70	77	98	98	112		
	71—80		49	63	77	91	112	133	154		
	81—90		56	70	84	105					

Примечание: * отмечены приближенные значения.

Таблица 6

Суммарная радиация при безоблачном небе в зависимости от высоты Солнца, температуры и влажности воздуха на станциях Обь-Енисейского Севера (Q_0 Вт/м²).

$t^{\circ}\text{C}$	$f\%$	Высота Солнца, град								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45
5,1—10,0	31—40			230	328	426	516	593	670	
	41—50				328	419	502	586	663	
	51—60		146	237	328	412	502	586	663	719
	61—70				314	412				
	71—80		140	223	307	398	502			
	81—90		126	209	300					
10,1—15,0	31—40		132	223	321	405	502	586	656	733
	41—50			223	314	405	496	572	649	726
	51—60			223	314	398	496	572	649	719
	61—70			209	307	398	489	572	635	684
	71—80			216	300	384	482			
	81—90			202	293	377	461	544	635	
15,1—20,0	31—40			223	300	398	482	558	642	726
	41—50		126	216	300	391	482	558	642	712
	51—60		126	209	293	384	468	558	642	698
	61—70				293	384	468	551	628	
	71—80				293	377	461	530	593	
	81—90				265	370	447			
20,1—25,0	31—40		126	216	300	384	461	551	621	698
	41—50			209	293	377	454	544	621	698
	51—60			209	293	377	454	544	614	684
	61—70			112	181	265	363	454	544	600
	71—80				258	349	440	530	593	

Рассеянная радиация при 10/10 П различных форм облаков и тумане
в зависимости от высоты Солнца, температуры и влажности воздуха, Вт/м²

Форма обла- ков	t° C	f%	Высота Солнца, град											
			5	10	15	20	25	30	35	40	45			
Sc	0,1—5,0	61—70			63	98	133	174						
		71—80			63	91	119	146						
		81—90		35	63	84	105	140						
		91—100		35	56	70	105							
	5,1—10,0	61—70				84	126	160	188	216				
		71—80				82	119	146	174	216	244			
		81—90			56	77	105	133	154					
		91—100		35	56	70	98							
	10,1—15,0	61—70		35*	56*	77*	112*	140*	168*	202*	237*			
		71—80		28	49	70	105	133	160	195	230			
		81—90		28	42	63	98	119	140	160	174			
		91—100		28	42	63	98	119	140	160				
15,1—20,0	71—80			28	49	70	98	119	154	181	216			
	81—90			28	49	70	91	112	140	160	188			
	91—100		21	42	63	84	105	133						
	91—100		21	35	63	84	105	133	154					
St	0,1—5,0	91—100	14	35	56	70	91	112	133					
		91—100	14	28	42	56	70	77	91	98				
		91—100	14	28	35	56	49	77	91	91				
		91—100	14	28	35	56	49	77	91	91				
≡	— 4,9—0,0	91—100		49	84	112	148	181						
		91—100		42	77	112	146	163						
		91—100	14	35	63	98	133	160						
		91—100	14	35	63	91	126	140						
Cb	— 4,0—0,0	71—80			49	77	105	126	154					
		81—90				77	98	119						
		91—100		28	49	70	98							
		81—90			49	70	91	112	148	168	195			
	0,1—5,0	91—100			49	63	91	112	140	160	188			
		81—90			49	70*	91*	112*	133*	160*				
		91—100		21	35	49	63	70						
		71—80		21	42	56	84	112	140	174	203			
	5,1—10,0	81—90				56	63	77	98	112				
		91—100			42	56	63	70	77	91				
		81—90			35	63	77	98	112	140	168			
		91—100			35	63	77	98	112	140	168			
10,1—15,0	71—80				35	49	63	77	98	112	140	168		
	81—90				35	49	63	77	98	112	140	168		
	91—100				35	49	63	77	98	112	140	168		
	91—100				35	49	63	77	98	112	140	168		

Примечание: * получены из короткого ряда наблюдений.

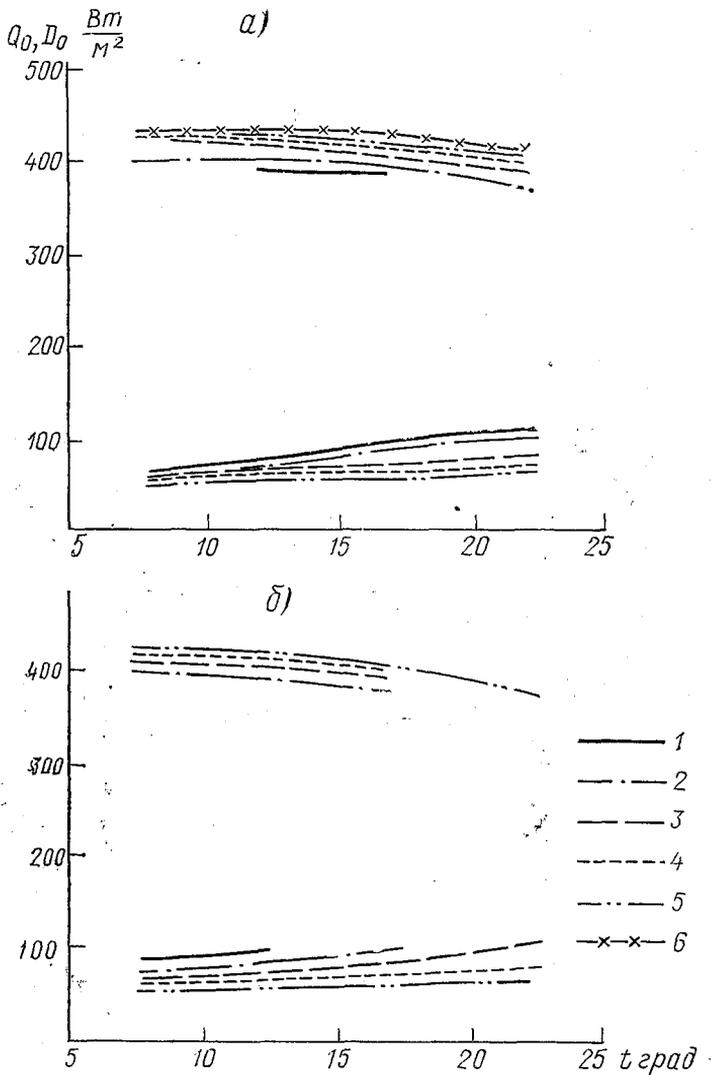


Рис. 5. Зависимость суммарной (Q_0) и рассеянной радиации (D_0) от температуры и влажности воздуха при безоблачном небе:

1 — 81—90%; 2 — 71—80%; 3 — 61—70%; 4 — 51—60%; 5 — 41—50%; 6 — 31—40%; а — Обь-Енисейский Север; б — Северо-Запад ЕТС.

Влияние метеорологических условий приземного слоя на суммарную радиацию (Q) при ясном состоянии неба отчетливо видно (табл. 6) для всех градаций t и f . Увеличение f , хотя и приводит к росту D_0 , но одновременно значительно ослабляет прямую радиацию, так что рост D_0 не может компенсировать ослабление прямой

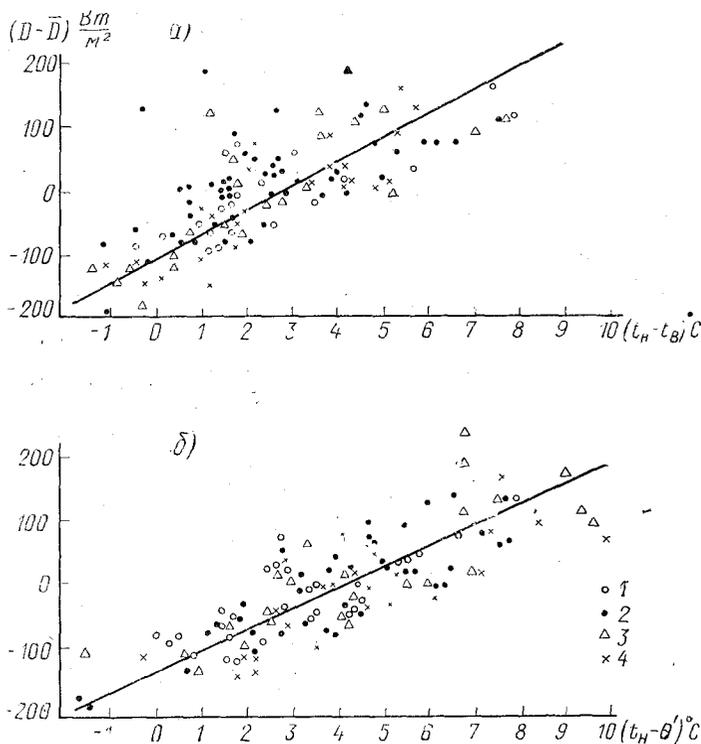


Рис. 6. Зависимость отклонений рассеянной радиации от среднего значения при данной высоте Солнца $(D - \bar{D})$ от показателя устойчивости приземного слоя атмосферы:

a — разности температур поверхности почвы и воздуха; $б$ — разности температур поверхности почвы и смоченного термометра; 1 — $h_{\odot} = 27,5 - 32,5$; 2 — $h_{\odot} = 32,5 - 37,5$; 3 — $h_{\odot} = 37,5 - 42,5$; 4 — $h_{\odot} = 42,5 - 47,5$.

радиации. Поэтому Q с увеличением f уменьшается, что имеет место и в других районах СССР, например в районе Дальнего Востока [4]. Сравнение D_0 и Q_0 на станциях Обь-Енисейского Севера с аналогичными данными на Северо-Западе ЕТС при одинаковых t , f и h_{\odot} показало, что D_0 на станциях Обь-Енисейского Севера меньше, а Q_0 больше, чем на станциях Северо-Запада ЕТС; это

объясняется большей прозрачностью атмосферы в районе Обь-Енисейского Севера и меньшей абсолютной влажностью. При сплошной внутримассовой облачности всех рассматриваемых форм и интенсивности солнечного сияния Π зависимость рассеянной радиации от t при постоянном f проявляется четко (табл. 7). Рост t приводит к уменьшению рассеянной радиации (D), что обуславливается увеличением плотности, водности и вертикальной мощности облаков и туманов.

С ростом f при постоянной t D также уменьшается вследствие понижения основания облаков и увеличения вертикальной мощности. Особенно указанные зависимости хорошо выявляются для Sc. Кроме того, для объяснения большой изменчивости рассеянной радиации при определенных высотах и сплошном облачном покрове Sc и Cu, Sv рассмотрены связи между потоками рассеянной радиации и параметром, характеризующим стратификацию атмосферы. В первом приближении в качестве такого параметра можно использовать разность температуры поверхности почвы и температуры воздуха или разность температуры поверхности почвы и температуры смоченного термометра (рис. 6). Как видно из указанного рисунка, связи между D и параметром, характеризующим стратификацию атмосферы достаточно устойчивы. С увеличением неустойчивости атмосферы рассеянная радиация увеличивается. Последнее можно объяснить тем, что при неустойчивой стратификации атмосферы процесс облакообразования происходит более интенсивно, что определяет большую мощность облаков и концентрацию их облачных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин Б. М. Средние значения суммарной радиации при различной облачности. — Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 55—58.
2. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Рассеянная и суммарная радиация при различных условиях. — Труды ГГО, 1964, вып. 152, с. 96—109.
3. Гальперин Б. М., Серякова Л. П. Основные закономерности коротковолновой радиации и дневного радиационного баланса при различной облачности. — Труды ЛГМИ, 1964, вып. 22, с. 11—34.
4. Серякова Л. П., Борисова Т. Н. Влияние температуры и влажности воздуха на коротковолновую радиацию в теплое время года. — Труды ЛГМИ, 1971, вып. 38, с. 164—176.
5. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 335 с.
6. Курбатова А. В., Козловская О. В., Мазурин Н. И. Некоторые пространственные характеристики облаков верхнего яруса на Северо-Западе ЕТС. — Труды ЛГМИ, 1962, вып. 12, с. 145—165.

Л. С. ИВЛЕВ (ЛГУ)

СТРУКТУРА АЭРОЗОЛЕЙ В СТРАТОСФЕРЕ

1. Введение

Отсутствие в стратосфере мощных процессов очищения ее от примесей, в частности от аэрозолей, делает задачу исследования природы и структуры стратосферных аэрозолей чрезвычайно актуальной и важной, особенно в связи с возможным увеличением мощности источников аэрозольного вещества в результате хозяйственной деятельности человека [1—3].

При этом наиболее актуальными вопросами являются следующие: 1) интенсивности гомогенных и гетерогенных процессов образования вещества диспергированной фазы; 2) дисперсность и концентрация частиц в стратосфере; 3) химический состав и морфологическая структура частиц; 4) оптические свойства стратосферных аэрозолей; 5) интенсивность гетерогенных химических процессов, влияющих на концентрацию озона в стратосфере; 6) интенсивности процессов выведения аэрозолей из стратосферы [4—9]. Решения этих вопросов тесно связаны друг с другом, однако для ряда прикладных задач, в первую очередь, требуется знание оптических или структурных характеристик стратосферных аэрозолей, с использованием которых проводятся различные расчеты переноса радиации в атмосфере. Причем более предпочтительны данные по счетной концентрации, дисперсности и величине комплексного показателя преломления вещества частиц, так как в предположении сферичности и однородности частиц расчеты их оптических характеристик не представляют проблемы [10—12]. Кроме того, такое представление исходных характеристик более компактно и позволяет достаточно просто исследовать влияние различных физических факторов на изменение радиационных характеристик стратосферы.

Очевидно, что выбор формы задания структурных характеристик стратосферных аэрозолей имеет также немаловажное значение: модель должна быть достаточно проста, универсальна и легко изменяема при появлении новых экспериментальных данных о структуре аэрозолей.

В лаборатории физики аэрозолей Ленгосуниверситета исследования стратосферных аэрозолей, в частности их структуры проводятся с 1965 г. Значительная часть этих исследований осуществлялась в содружестве с другими подразделениями Института

физики Ленгосуниверситета и различными организациями [13—15]. Основные результаты этих исследований изложены ниже, параллельно с данными других авторов.

2. Вертикальный профиль концентрации частиц

Вертикальный профиль счетной концентрации аэрозольных частиц измерялся с помощью фотоэлектрических счетчиков ядер конденсации импакторов и фильтров, поднимаемых на самолетах и ракетах [13—25]. Наибольший массив данных, охватывающих различные сезоны года и разные широты, получен с помощью двухканального фотоэлектрического счетчика Дж. Розеном для частиц с $r_1 \geq 0,15$ мкм и $r_2 \geq 0,25$ мкм [22—25].

Результаты Дж. Розена указывают на сильную изменчивость содержания аэрозолей в тропосфере и нижней стратосфере и весьма высокую стабильность на высотах более 20 км, что позволяет предполагать существование устойчивого «естественного стратосферного фона» аэрозолей. Основной вклад в изменчивость общего содержания аэрозолей в стратосфере вносит слой, расположенный между местной тропопаузой и уровнем 15 км, поэтому наблюдается четкая корреляция между высотой тропопаузы и общим содержанием аэрозолей в стратосфере (зона изменчивости содержания аэрозолей почти исчезает летом и достигает максимума зимой). Измерения показали, что определяемая по двум фракциям дисперсность аэрозолей в нижней стратосфере почти не изменяется: отношение концентрации частиц двух фракций (с диаметром более 0,3 мкм и 0,5 мкм) составляет 4—5, что соответствует показателю Юнге $\nu = 4$.

Максимум счетной концентрации располагается на высотах 22—23 км в экваториальном поясе, снижаясь параллельно тропопаузе до 17—18 км в полярных районах. В слое максимума отношение смеси для аэрозолей составляет 8—10 частиц на 1 мг воздуха. Это эквивалентно отношению смеси по массе, равному примерно $1,3 \cdot 10^{-9}$ г/г. На уровне тропопаузы отношение смеси может, в зависимости от времени года, уменьшаться примерно в 10 раз. Максимум концентрации частиц расположен на 4 км ниже максимума смеси, причем максимальная концентрация частиц с 0,3 мкм в пределах $0,5—1,5 \text{ см}^{-3}$. Эти результаты хорошо согласуются с данными оптических измерений [26, 27]. Анализ экспериментальных исследований, выполненный под руководством автора, показывает, что наблюдается весьма сложный и изменчивый характер вертикального профиля счетной концентрации аэрозолей (рис. 1), с относительно высокой частотой наблюдения аэрозольных слоев под и над слоями инверсии и изотермий: 10—13 км, 17—18 км, 22—23,5 км. Центры аэрозольных слоев чаще всего располагаются на высотах 13,5 км; 16,5 км; 19,2 км; 21,8 км; 24 км. Величины коэффициентов аэрозольного ослабления на этих высотах в види-

мой области спектра достигают $0,01 \div 0,03 \text{ км}^{-1}$, а счетной концентрации для $r \geq 0,2 \text{ мкм}$ — $0,1 \div 1,0 \text{ см}^{-3}$. Неполное соответствие вертикального профиля аэрозолей по оптическим и микрофизическим измерениям свидетельствуют об изменчивости спектра размеров и состава аэрозольных частиц с высотой. Слой Юнге, по данным большей части измерений (в первую очередь летних), расслаивается на два, что соответствует существованию на этих широтах (50° с. ш.) двух тропопауз (полярной и тропической). При

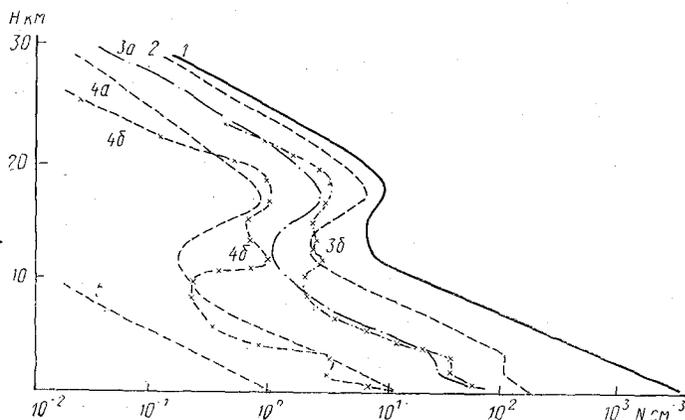


Рис. 1. Вертикальные (модельные) профили счетной концентрации аэрозольных частиц по аэростатным измерениям:

1 — общая концентрация $N_0(H)$; 2 — $N(H)$ для $r \geq 0,15 \text{ мкм}$; 3а — $N(H)$ для $r \geq 0,15 \text{ мкм}$; 3б — $N(H)$ для $r \geq 0,15 \text{ мкм}$ по измерениям 1975 г.; 4а — $N(H)$ для $r \geq 0,25 \text{ мкм}$; 4б — $N(H)$ для $r \geq 0,25$ по измерениям 1975 г.

измерениях в зимнее время и поздней осенью имеет место уменьшение мощности аэрозольных слоев и их «размазывание». Очень сильные вариации вертикальной структуры стратосферных аэрозолей могут быть вызваны вулканическими извержениями. Например, при измерениях вертикальной структуры аэрозолей в летне-осенний период 1982 г. были обнаружены превышения концентрации частиц в стратосфере по сравнению со средними не менее чем на порядок (рис. 2).

Вертикальная структура аэрозолей в высоких слоях атмосферы исследовалась также с помощью ракетных импакторов. Полученные данные подтверждают слоистость вертикального профиля счетной концентрации аэрозолей для высот больше 30 км (рис. 3). Об определенных высотах преимущественного появления слоев по данным прямых измерений говорить трудно.

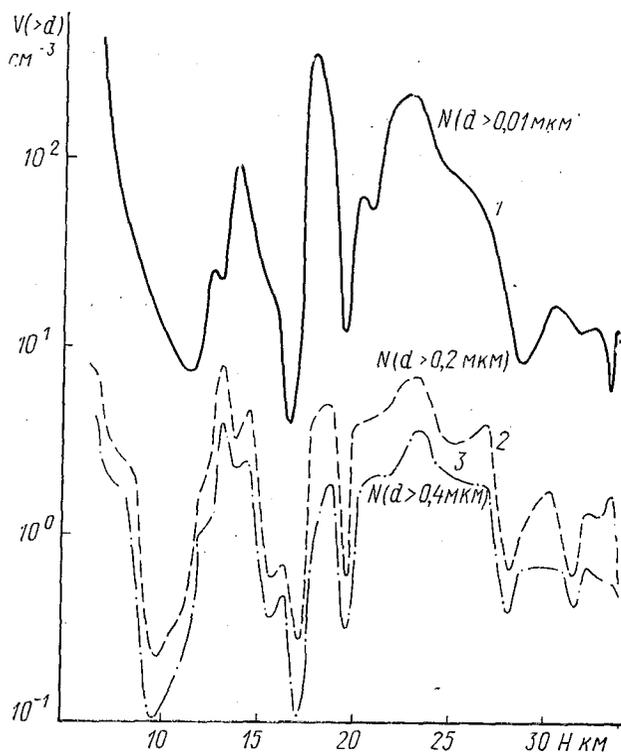


Рис. 2. Вертикальная структура стратосферных аэрозолей по измерениям аэростатным импактором в октябре 1982 г.:

1 — $N(H)$ для $d \geq 0,01$ мкм; 2 — $N(H)$ для $d \geq 0,2$ мкм; 3 — $N(H)$ для $d \geq 0,4$ мкм

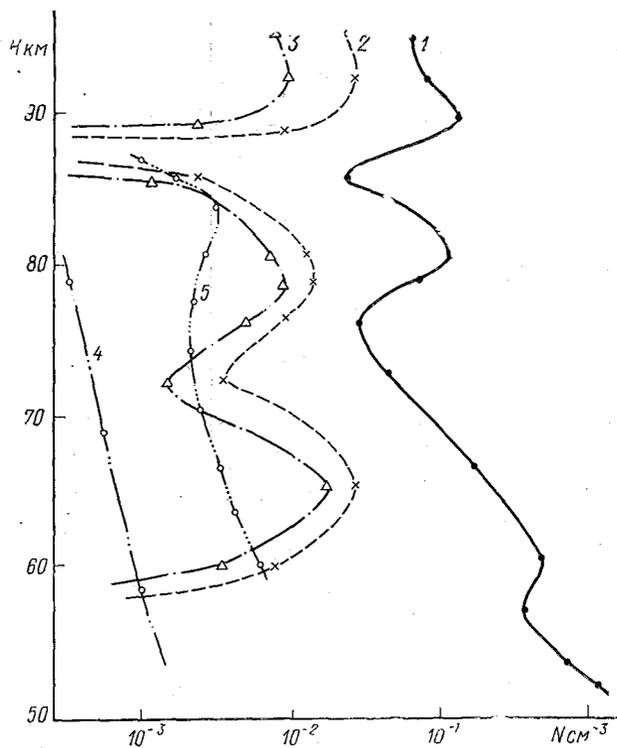


Рис. 3. Счетная концентрация аэрозолей по измерениям ракетным импактором:

1 — $N_0(H)$, сентябрь 1980 г.; 2 — $N(H)$ для $r \geq 0,1$ мкм; 3 — $N(H)$ для $r \geq 0,2$ мкм; 4 — $N(H)$ для $r \geq 0,2$ мкм, май 1969 г.; 5 — $N(H)$ для $r \geq 0,2$ мкм, ноябрь 1970 г.

3. Дисперсность и морфологическая структура частиц

Измерения, проведенные автсром, показывают, что наблюдается изменчивость дисперсности частиц не только с высотой, но и во времени, от полета к полету.

Электронно-микроскопические снимки аэрозольных проб показывают, что стратосферные аэрозольные частицы очень часто представляют собой сложные агрегаты мельчайших частиц различного химического состава. Экспериментально определенные функции

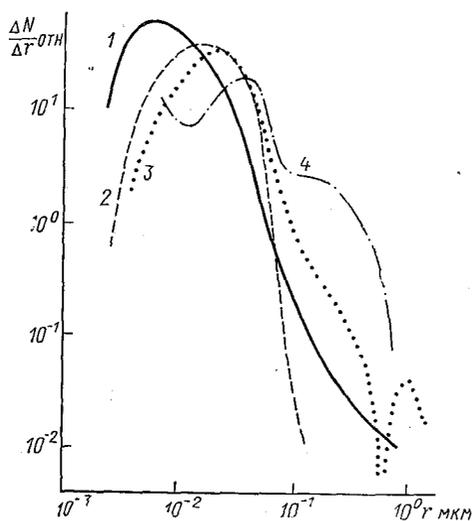


Рис. 4. Распределение частиц по размерам в высоких слоях атмосферы по ракетным импакторным измерениям (сентябрь 1980 г.):
1 — 52 км; 2 — 54—60 км; 3 — 65—73 км; 4 — 78—83 км.

распределения частиц по размерам в нижней стратосфере представлены в табл. 1. Для ранних полетов было обнаружено увеличенное по сравнению с данными Х. Юнге содержание гигантских аэрозольных частиц с размерами радиуса от 1,35 до 2,7 мкм. Однако частицы с размерами больше 4 мкм практически не обнаружены. Концентрация мельчайших, субмикронных частиц, начиная с высоты 20 км и до 25 ÷ 27 км, уменьшается очень мало, что подтверждает гипотезу образования мелких частиц непосредственно в нижней стратосфере.

Дисперсионный анализ показывает, что первый модальный радиус r_{01} находится в области $r \approx 0,02$ мкм. Моды для $r < 0,02$ мкм проявляются неотчетливо (рис. 4). Резкий спад концентрации частиц с $r > 0,1$ мкм обусловлен тем, что коагуляционный механизм роста частиц при больших размерах частиц неэффективен. Большинство частиц на подложке представляют собой достаточно плотные сферы. Стратосферные частицы по Х. Юнге — сульфатные,

Таблица 1

Профили счетной концентрации частиц с N (см^{-3}) в нижней стратосфере по аэростатным импакторным измерениям

H км	Размеры частиц d , мкм							
	$\geq 0,01$	$\geq 0,02$	$\geq 0,10$	$\geq 0,20$		$\geq 0,40$		$\geq 1,0$
	1	2	1	2	1	2	1	2
13,0	220	126	42,0	1,96	8,60	1,08	4,20	0,20
13,5	78,0	105	15,0	2,10	6,00	1,20	3,60	0,20
14,0	74,0	85,0	12,0	2,24	3,00	1,30	2,00	0,20
14,5	90,0	64,0	21,0	2,30	4,18	1,20	2,10	0,14
15,0	70,0	41,0	12,0	2,39	2,10	1,10	1,50	0,038
15,5	35,0	42,0	6,67	2,42	1,80	1,40	0,60	0,025
16,0	18,0	43,0	3,00	2,45	0,60	1,74	0,30	0,007
16,5	4,50	44,0	1,48	2,65	0,62	1,90	0,50	0,006
17,0	18,0	45,0	2,00	2,85	0,25	2,06	0,10	0,006
17,5	300	41,5	28,0	2,75	1,50	1,90	0,75	0,005
18,0	210	38,0	26,0	2,65	3,00	1,70	0,70	0,005
18,5	170	35,0	26,5	2,20	3,20	1,40	1,10	0,004
19,0	144	32,0	27,7	1,86	3,50	1,10	1,40	0,0025
19,5	15,0	25,0	3,30	1,72	0,70	0,96	1,80	—
20,0	68	20,0	12,6	1,60	3,00	0,82	0,30	—
21,0	65,0	14,0	11,0	1,10	3,20	0,64	1,40	—
22,0	180	3,90	20,0	0,68	6,00	0,45	1,80	—
23,0	190	3,70	22,0	0,80	8,50	0,25	1,90	—
24,0	152	2,50	25,4	0,95	7,20	0,12	3,50	—
26,0	98,0	1,80	11,6	0,41	3,00	0,083	1,75	—
28,0	13,0	1,30	3,10	0,32	0,70	0,025	0,40	—
30,0	16,0	0,91	4,60	0,22	1,20	0,008	0,70	—
32,0	13,0	0,40	4,40	0,15	0,70	—	0,70	—
34,0	11,4	0,30	2,63	0,08	0,70	—	0,52	—

Примечание: 1 — измерения 22.09.1982 г.; 2 — средние значения по измерениям 1978—1981 гг.

сбравшиеся из сернистого газа, заброшенного в стратосферу при извержении вулканов. С. Моссоп, исследовавший структуру аналогичных частиц, взятых с помощью самолетного импактора, обнаружил, что частицы имеют несulfатное ядро, а sulfаты образуют лишь оболочку. По результатам исследований автора распределение Х. Юнге приблизительно выполняется для частиц с $r \geq 0,2$ мкм. Часто наблюдаются распределения, аналогичные полученным Дж. Фрэндом, однако, они характерны для тонких слоев, чередующихся со слоями, где выполняется распределение Х. Юнге. Выше 22 км часто обнаруживается резкое уменьшение доли крупнодисперсной фракции — показатель степени γ изменяется от 4 до 5.

Измерения дисперсности стратосферных аэрозолей, выполненные Е. Бриггом [18] с помощью аэростатных подъемов аэрозольных импакторов, а затем Дж. Грасом и Ц. Мишелем [21] показывают, что в верхней тропосфере и стратосфере часто наблюдаются многомодовые распределения частиц по размерам, причем в стратосфере спектр частиц значительно уже, чем в тропосфере. Е. Бриггом отмечается сезонная изменчивость распределения частиц по размерам для различных диапазонов высот. Доля крупных частиц в стратосфере заметно возрастает весной (для южного полушария сентябрь — ноябрь) и имеет минимум осенью и летом.

Большой интерес представляют данные, полученные одновременно различными методами в советско-американском эксперименте по изучению стратосферных аэрозолей, проведенном в г. Рильске в 1975 году. Результаты измерений фотоэлектрическим счетчиком, импактором и фильтром показали расхождения в величинах счетной концентрации частиц разных размеров. Концентрация частиц по данным импактора в слое Юнге оказалась значительно более низкой, чем по данным фотоэлектрического счетчика. При анализе аэрозольных проб под электронным микроскопом были обнаружены круглые светлые пятна на пленке с узким распределением их по размерам. Верхняя граница размеров этих светлых пятен приходится на размер диаметра 0,4—0,5 мкм, а максимум на $d = 0,03$ мкм. Предположение, что эти пустоты в пленке образовались в результате наличия в ней капель серной кислоты, позволило удовлетворительно «сшить» данные, полученные различными приборами [28]. Морфологический электронно-микроскопический анализ аэрозольных проб показывает, что структура частиц с высотой меняется достаточно закономерно: для нижних слоев характерны частицы почвенного происхождения, неправильной формы кристаллы, в тропосфере — уплотненные коагулянты с «водной рубашкой», sulfаты сферической формы, в нижней стратосфере — большая доля мелких однородных сферических частиц и «печочки», в стратосфере доля цепочек резко возрастает (рис. 5, 6). В пробах, взятых в 1982 г., обнаружено множество однородных сфер с $d \approx 0,03$ мкм. Инфракрасные спектры проб свидетельствуют, что в веществе этих частиц есть группа SO_4^{2-} .

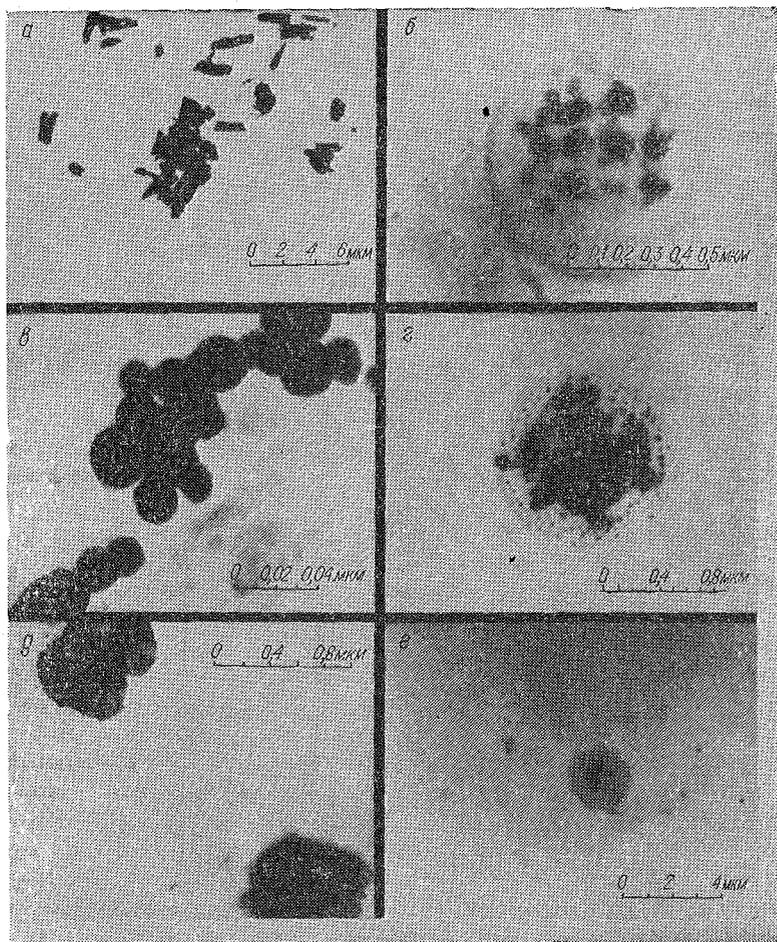


Рис. 5. Морфологическая структура частиц в разных слоях атмосферы:

а — приземный слой (Кавказ); *б* — сульфатная частица слоя Юнге; *в* — частицы с высоты $H \approx 60$ км; *г* — частица с сернокислотной оболочкой (тропосфера); *д* — частицы, вероятно космического происхождения; *е* — тропосферная частица с неплотной оболочкой.

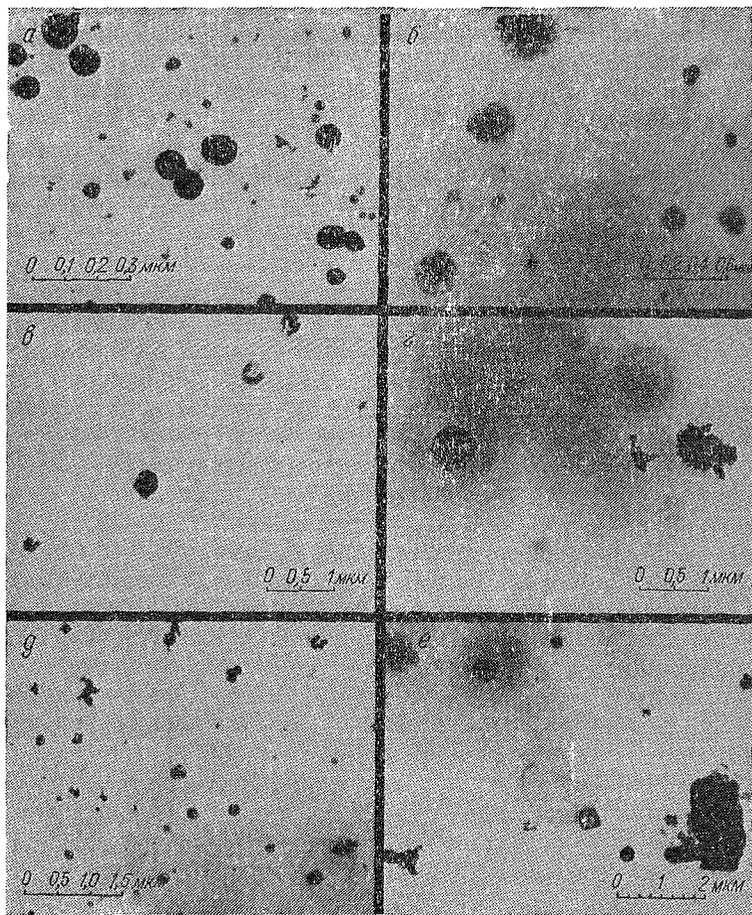


Рис. 6. Электронно-микроскопические снимки аэрозольных проб:
 а — высота 45—50 км; б — нижняя тропосфера; в — высота
 70—75 км; г — слой Юнге; д — слой Юнге; е — проба, взятая
 вблизи fumarолы (Камчатка, 1974 г.).

4. Химический состав и оптические свойства стратосферных аэрозолей

Несмотря на то, что существует достаточно большой массив данных оптических измерений аэрозольных характеристик: коэффициентов ослабления рассеяния и обратного рассеяния, степени поляризации, их недостаточно, чтобы иметь надежную оптическую модель стратосферных аэрозолей. Необходимо привлечение результатов измерений микроструктурных характеристик и химического состава аэрозолей.

Для решения климатических задач особенно важно знание мнимой части показателя преломления вещества аэрозольных частиц в видимой области спектра. Необходимо, очевидно, определить содержание в стратосферных частицах сажевой компоненты и окислов железа, так как другие вещества в видимой области спектра не имеют сильных полос поглощения. Сажа в стратосферу может попадать только при вулканических извержениях и в очень малых количествах. Более определенно можно оценить содержание окислов железа в стратосферных аэрозолях. Основным источником окислов железа является метеоритная пыль, где их содержание достигает 30—40% по массе. Для высот больше 30 км можно полагать, что метеоритная пыль является основным источником стратосферных аэрозолей. В нижней стратосфере ее доля снижается от 20—25% на высоте около 25 км до 10—5% в сульфатном слое Юнге. Таким образом, доля окислов железа на высотах > 30 км около $20 \div 25\%$, $30 \div 25$ км примерно $6 \div 10\%$ и ниже 25 км порядка $2 \div 3\%$. Причем можно предполагать, что на больших высотах железо в основном двухвалентное (FeO), а ниже 25 км трехвалентное (Fe_2O_3). Для оценочных расчетов оптических характеристик аэрозолей на высотах больше 25 км можно использовать модель комплексного показателя преломления дисперсионных аэрозолей [29, 30].

Некоторые результаты элементного анализа аэрозольных проб, взятых с помощью ракетного импактора, представлены в табл. 2.

В сульфатном слое частицы, содержащие окислы железа, могут быть ядрообразующими центрами, на которых идут гетерогенные реакции окисления серосодержащих газов до ангидрида серной кислоты. Для расчетов оптических характеристик такого типа частиц более приемлема модель двухслойных частиц: сернокислотная или сульфатная оболочка и ядро из окислов железа. Кварцевую компоненту можно не учитывать, так как ее комплексный показатель преломления мало отличается от комплексного показателя преломления серной кислоты и сульфатов. В табл. 3 даны рекомендуемые значения величин комплексного показателя преломления для вещества стратосферных аэрозолей.

Таблица 2

Элементный состав (в нг/м^3) аэрозольных проб, взятых ракетным импактором (сентябрь 1979 г.)

Элемент	Высоты, км							
	49	49	51	51	51	63	78	91
Fe	<0,1	<0,1	2,3	1,6	1,9	<0,1	<0,1	1,7
Cu	<10 ⁻²	<10 ⁻²	7,8·10 ⁻²	4,5·10 ⁻²	8·10 ⁻²	4·10 ⁻²	<10 ⁻²	<10 ⁻²
Zn	5·15 ⁻²	4·10 ⁻²	5·10 ⁻²	1·10 ⁻²	0,10	<4 ⁻⁴	<10 ⁻⁴	<10 ⁻⁴
Pb		<10 ⁻³	0,18	~0,10	0,02	—	—	—
Zr	10 ⁻²	0,10	—	—	10 ⁻³	—	—	—
Nb	2·10 ⁻³	—	<10 ⁻³	—	—	—	—	—
Pd	—	—	—	—	—	3,6·10 ⁻²	—	—
Ag	—	—	1,5·10 ⁻³	—	—	—	—	—
Sn	1,8·10 ⁻²	—	—	—	—	1·10 ⁻²	—	—
Cl	—	3,6	—	0,14	0,50	—	0,30	0,19
K	—	3,0	—	—	—	—	—	0,37
Ca	—	—	<10 ⁻²	<10 ⁻²	0,20	—	—	—
Sc	—	—	<10 ⁻³	3·10 ⁻³	4·10 ⁻³	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—
Y, Cr	—	—	<10 ⁻³	3,2·10 ⁻²	4,8·10 ⁻²	—	—	—

Примечания: 1) Pd — вероятно перенесен с электронно-микроскопической сетки; 2) высокие концентрации K и Cl на 49 км, возможно продукты взрыва парипатрона.

Таблица 3

Оптические постоянные стратосферных аэрозолей

H км	Длина волны λ , нм							
	350		500		750		1000	
	\hat{n}	κ	\hat{n}	κ	\hat{n}	κ	\hat{n}	κ
10	1,38	7,0·10 ⁻⁴	1,37	3,0·10 ⁻⁴	1,36	2,4·10 ⁻⁴	1,36	2,7·10 ⁻⁴
15	1,43	1,5·10 ⁻³	1,42	6,5·10 ⁻⁴	1,41	5,2·10 ⁻⁴	1,41	6,2·10 ⁻⁴
20	1,48	3,5·10 ⁻³	1,47	1,4·10 ⁻³	1,47	1,2·10 ⁻³	1,46	1,2·10 ⁻³
25	1,52	5,0·10 ⁻³	1,52	2,0·10 ⁻³	1,52	1,8·10 ⁻³	1,51	1,9·10 ⁻³
30	1,62	8,0·10 ⁻³	1,61	3,1·10 ⁻³	1,61	3,0·10 ⁻³	1,60	2,8·10 ⁻³

Следует отметить, что электронная микроскопия проб стратосферных аэрозолей подтверждает наличие значительного числа таких двухслойных частиц. Вопрос о форме стратосферных аэрозольных частиц вряд ли можно считать решенным в пользу сферических.

Во-первых, среди частиц, захваченных на высотах $20 \div 30$ км, присутствует достаточно большая доля частиц типа «цепочек из мелких сфер», а также наблюдаются кристаллы различных форм. Относительное содержание цепочек среди аэрозольных частиц возрастает с высотой от 5—10% на 20 км до $15 \div 25\%$ на 30 км и выше. Возможно, часть цепочек разрушается при их захвате. Доля кристаллов значительно ниже.

Во-вторых, оптические поляризационные измерения также свидетельствуют о большом вкладе в рассеяние солнечной радиации несферических частиц [31].

В-третьих, температура воздушной среды в нижней стратосфере порядка -40°C , а при такой температуре значительная часть сернокислотных, и тем более двухслойных частиц, должна находиться в кристаллическом состоянии.

Следовательно, в расчетах оптических характеристик стратосферных аэрозолей необходимо учитывать их несферичность.

Для приближенных расчетов оптических характеристик аэрозолей можно использовать функции распределения, представленные в табл. 1, а величины счетной концентрации брать согласно рис. 1.

Следует отметить, что из-за достаточно большой неопределенности и изменчивости функции распределения частиц по размерам, не имеет существенного значения выбор аналитического выражения для описания спектра размеров частиц, так как варьируя параметры выбранной формулы, можно всегда добиться достаточно удовлетворительного согласия с экспериментом. Очевидно, основным определяющим параметром для такого рода формул будет величина модального радиуса.

Исходя из этого, а также, учитывая требования универсальности и относительной простоты выражения функции распределения, автором использовалась функция типа

$$n_i(r) = a_i r^{-\nu} \exp(-r_{0i}/r).$$

Тогда реальное распределение частиц по размерам в стратосфере можно описать с помощью трех мод, для которых $r_{01} = 0,01 \div 0,03$ мкм, $r_{02} = 0,08 \div 0,15$ мкм, $r_{03} = 1,0 \div 1,5$ мкм.

Некоторые результаты расчетов оптических характеристик аэрозолей в стратосфере представлены в табл. 4. Сравнение их с имеющимися экспериментальными результатами и модельными расчетами других авторов [26, 27, 32] показывает удовлетворительное согласие.

Таблица 4

Коэффициенты (модельные) аэрозольного ослабления на разных высотах (км^{-1})

H км	Длина волны λ , нм			
	350	500	700	1000
13,0	$2,65 \cdot 10^{-3}$	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$2,35 \cdot 10^{-3}$	$1,55 \cdot 10^{-3}$
13,5	$2,60 \cdot 10^{-3}$	$2,42 \cdot 10^{-3}$	$2,25 \cdot 10^{-3}$	$1,50 \cdot 10^{-3}$
14,0	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$2,35 \cdot 10^{-3}$	$2,15 \cdot 10^{-3}$	$1,45 \cdot 10^{-3}$
14,5	$2,30 \cdot 10^{-3}$	$2,25 \cdot 10^{-3}$	$2,05 \cdot 10^{-3}$	$1,35 \cdot 10^{-3}$
15,0	$2,65 \cdot 10^{-3}$	$2,30 \cdot 10^{-3}$	$2,10 \cdot 10^{-3}$	$1,25 \cdot 10^{-3}$
15,5	$2,70 \cdot 10^{-3}$	$2,40 \cdot 10^{-3}$	$2,15 \cdot 10^{-3}$	$1,35 \cdot 10^{-3}$
16,0	$2,85 \cdot 10^{-3}$	$2,55 \cdot 10^{-3}$	$2,25 \cdot 10^{-3}$	$1,45 \cdot 10^{-3}$
16,5	$2,90 \cdot 10^{-3}$	$2,60 \cdot 10^{-3}$	$2,30 \cdot 10^{-3}$	$1,42 \cdot 10^{-3}$
17,0	$3,15 \cdot 10^{-3}$	$2,85 \cdot 10^{-3}$	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$1,50 \cdot 10^{-3}$
17,5	$3,20 \cdot 10^{-3}$	$3,00 \cdot 10^{-3}$	$2,65 \cdot 10^{-3}$	$1,40 \cdot 10^{-3}$
18,0	$3,15 \cdot 10^{-3}$	$2,95 \cdot 10^{-3}$	$2,60 \cdot 10^{-3}$	$1,35 \cdot 10^{-3}$
18,5	$2,80 \cdot 10^{-3}$	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$2,20 \cdot 10^{-3}$	$1,20 \cdot 10^{-3}$
19,0	$2,50 \cdot 10^{-3}$	$2,23 \cdot 10^{-3}$	$1,90 \cdot 10^{-3}$	$1,10 \cdot 10^{-3}$
19,5	$2,30 \cdot 10^{-3}$	$2,05 \cdot 10^{-3}$	$1,75 \cdot 10^{-3}$	$7,80 \cdot 10^{-4}$
20,0	$2,10 \cdot 10^{-3}$	$1,85 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^{-3}$	$6,50 \cdot 10^{-4}$
21,0	$8,50 \cdot 10^{-4}$	$8,10 \cdot 10^{-4}$	$7,05 \cdot 10^{-4}$	$2,50 \cdot 10^{-4}$
22,0	$4,70 \cdot 10^{-4}$	$4,30 \cdot 10^{-4}$	$3,75 \cdot 10^{-4}$	$1,60 \cdot 10^{-4}$
23,0	$4,40 \cdot 10^{-4}$	$4,05 \cdot 10^{-4}$	$3,55 \cdot 10^{-4}$	$1,00 \cdot 10^{-4}$
24,0	$3,20 \cdot 10^{-4}$	$2,95 \cdot 10^{-4}$	$2,50 \cdot 10^{-4}$	$5,20 \cdot 10^{-5}$
26,0	$1,80 \cdot 10^{-4}$	$1,60 \cdot 10^{-4}$	$1,25 \cdot 10^{-4}$	$3,10 \cdot 10^{-5}$
28,0	$1,20 \cdot 10^{-4}$	$1,00 \cdot 10^{-4}$	$7,00 \cdot 10^{-5}$	$1,60 \cdot 10^{-5}$
30,0	$9,00 \cdot 10^{-5}$	$8,25 \cdot 10^{-5}$	$3,85 \cdot 10^{-5}$	$4,00 \cdot 10^{-6}$
32,0	$4,80 \cdot 10^{-5}$	$4,40 \cdot 10^{-5}$	$2,90 \cdot 10^{-5}$	$1,50 \cdot 10^{-6}$
34,0	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$2,95 \cdot 10^{-5}$	$1,20 \cdot 10^{-5}$	$1,10 \cdot 10^{-6}$

5. Заключение

Анализ результатов экспериментальных и теоретических исследований показывает, что в стратосфере реализуются условия как для гомогенного, так и для гетерогенного процессов образования аэрозольных частиц. В случае присутствия в стратосфере твердых частиц гетерогенный процесс образования аэрозольного вещества предпочтителен. Весьма высока изменчивость концентрации и дисперсности аэрозольных частиц. В силу этого выбор аналитических выражений для описания структуры стратосферных аэрозолей оп-

ределяется универсальностью, простотой и физичностью используемых функций. С этой точки зрения предпочтительны гамма-функции.

В качестве моделей комплексного показателя преломления вещества аэрозольных частиц можно использовать модель m для аэрозолей дисперсного происхождения [30], двухслойную модель с $m_{я}$, соответствующим окислам железа, и $m_{об}$, соответствующим серной кислоте или сульфатам.

По форме стратосферные аэрозольные частицы могут быть как сферами, так и частицами с удлинённой структурой (цепочки, кристаллы и т. п.).

Основным процессом выведения аэрозолей из стратосферы, вероятно, является седиментационный механизм, усиливающийся при конденсационном росте частиц в ночное время, а также в результате гетерогенных каталитических реакций и диффузионного захвата молекул или кластеров молекул серной кислоты уже существующими частицами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Непреднамеренные воздействия на климат. Перевод под ред. М. И. Будыко. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 260 с.
2. Энергия и климат. Перевод под ред. Г. В. Груза, С. С. Хмелевцова. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 303 с.
3. Будыко М. И. Изменение климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 230 с.
4. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Ивлев Л. С., Никольский Г. А., Смоктий О. И. — Л., изд. ЛГУ, 1973. — 266 с.
5. Асатуров М. Л. Конденсационный рост стратосферного сульфатного аэрозоля. — Труды ГГО, 1976, вып. 365, с. 3—13.
6. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 287 с.
7. Aerosol and atmospheric chemistry. Ed. J. M. Hidy., New York — Lond., Ac. Pr., 1972, 237 p.
8. Stauffer D., Mohnen V. A., Kiang C. S. Heteromolecular condensation theory applied to particle growth. — J. Aerosol Sci., 1973, vol. 4, № 6, p. 461—471.
9. Cadle R. D., Crutzen P., Ehhalt D. Heterogeneous chemical reactions in the stratosphere. — J. Geoph. Res., 1975, vol. 80, № 24, p. 3381—3386.
10. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. — М.: Мир, 1971, 166 с.
11. Емиленко А. С., Толстобров В. Г. Рассеяние света полидисперсным золем. — М.: Наука, 1981. — 210 с.
12. Оптические параметры атмосферного аэрозоля. Авторы: Розенберг Г. В., Горчаков Г. И., Георгиевский Ю. С., Любовцева Ю. С. — В сб.: Физика атмосферы и проблема климата. М., Наука, 1980. — 262 с.
13. Ивлев Л. С., Суриков О. М. Аэростатные измерения вертикального распределения атмосферного аэрозоля. — В сб.: Проблемы физики атмосферы. Л., изд. ЛГУ, 1968, вып. 6, с. 54—61.
14. Ивлев Л. С., Огородников Б. И., Семова А. Ю. Определение содержания некоторых химических элементов в стратосферном аэрозоле. — Труды ИПГ, 1976, вып. 19, с. 26—33.
15. Зуев В. Е., Ивлев Л. С., Кондратьев К. Я. Новые результаты исследований атмосферного аэрозоля. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 4, с. 371—385.

16. Ивлев Л. С., Федынский А. В. Исследование структуры аэрозоля в верхней атмосфере. — В сб.: Метеорологические исследования. М., изд. АН СССР, 1976, № 22, с. 17—25.
17. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. — М.: Химия, 1965. — 423 с.
18. Bigg E. K., Kviz Z., Thompson W. J. Electron microscope photographs of extraterrestrial particles. — Tellus, 1971, vol. 23, № 3, p. 248—260.
19. Cadle R. D. Composition of the stratospheric sulfate layer. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1972, vol. 53, № 9, p. 812—820.
20. Cadle R. D., Langer Y. Stratospheric Aitken particles near the tropopause. — Geoph. Res. Letters, 1975, vol. 2, p. 329—332.
21. Gras J. L., Michael C. Y. Measurements of the stratospheric aerosol particle size distribution. — J. Appl. Meteorology, 1979, vol. 18, p. 855—860.
22. Hofmann D. J. Stratospheric aerosol determination. Canad. — J. Chemistry, 1974, vol. 52, № 8, p. 1519—1526.
23. Rosen J. M. The boiling point of stratospheric aerosols. — J. Appl. Meteorology, 1971, vol. 10, № 6, p. 1044—1046.
24. Rosen J. M., Hofmann D. J., Laby J. Stratospheric aerosol measurements. II. The worldwide distribution. — J. Atmospheric Sci., 1975, vol. 32, p. 1457—1462.
25. Rosen J. M., Hofmann D. J., Kaselau K. H. Vertical profiles of condensation nuclei. — J. Appl. Meteorology, 1978, vol. 17, p. 1737—1740.
26. Elterman L., Toolin R. B., Essex J. D. Stratospheric aerosol measurements with implications for global climate. — Appl. Optics, 1973, vol. 12, p. 330—337.
27. Киселева М. С., Решетникова И. Н., Федорова Е. О. Высотные измерения ослабления солнечной радиации в окне прозрачности около 2,2 мкм. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. II, № 7, с. 696—704.
28. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения. Под ред. К. Я. Кондратьева. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 120 с.
29. Ивлев Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления диспергированной фазы атмосферного аэрозоля. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 8, с. 1034—1043.
30. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. — Л.: изд. ЛГУ, 1982. — 366 с.
31. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. — Новосибирск: Наука, 1982. — 198 с.

УДК 631.671 : 551.513

В. Д. ПЕТРУШЕНКО (ЛГМИ)

ОЦЕНКА УВЛАЖНЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СОЮЗА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАХ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Заблаговременная оценка влагообеспеченности растений в летний период имеет важное значение для сельскохозяйственного производства. Долгосрочный прогноз влагообеспеченности позволяет обосновать наиболее эффективную технологию возделывания сель-

скохозйственных культур, оптимальный комплекс агротехнических мероприятий, прогноз видов на урожай.

Для оценки увлажнения различных территорий суши широко используются показатели влагообеспеченности в виде коэффициентов увлажнения, которые представляют собой отношение суммы осадков к испаряемости за тот же период. Многочисленность коэффициентов увлажнения и их отличие друг от друга обуславливается разными способами расчета испаряемости.

В данной работе коэффициент увлажнения (k) рассчитывался по формуле

$$k = \frac{\sum r}{a \sum t_{>10^{\circ}}}, \quad (1)$$

где $\sum r$ — сумма осадков за месяц (мм); $\sum t_{>10^{\circ}}$ — сумма активных температур за тот же период ($^{\circ}\text{C}$); a — коэффициент связи между испаряемостью и суммами температур выше 10°C .

Для июня на исследуемой территории a составляет 0,24; июля — 0,20 и августа — 0,17 мм/ $^{\circ}\text{C}$.

Преимущества использования температуры для расчета испаряемости определяются доступностью данного элемента, наличием больших однородных рядов, прогнозированием её и простотой вычислений. Введение коэффициента a , который имеет сезонный ход, позволило уточнить расчет испаряемости по суммам температур выше 10°C .

Достоинством предполагаемого коэффициента увлажнения является его биологическая значимость, подтвержденная связью между месячными величинами коэффициента увлажнения и урожайностью основных сельскохозяйственных культур, возделываемых в нечерноземной зоне.

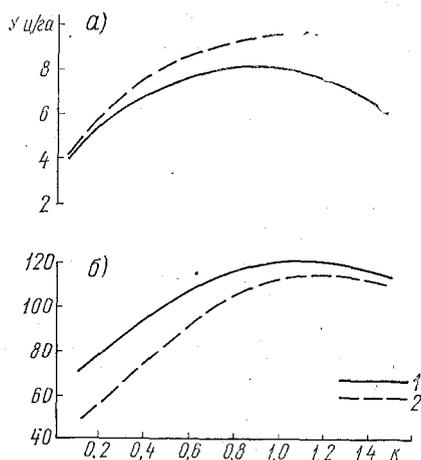


Рис. 1. Зависимость средней областной урожайности яровой пшеницы (а) и картофеля (б) от месячных величин коэффициента увлажнения:

1 — Ефимовская; 2 — Казань.

На рис. 1 представлена зависимость средней областной урожайности яровой пшеницы и картофеля от месячных величин коэффициента увлажнения в различных районах зоны. Рисунок отражает неоднозначность зависимости урожая сельскохозяйственных культур от увлажнения. Наибольшие урожаи соответствуют величинам k равным 0,8—1,2. При $k < 0,6$ наблюдается резкое снижение уро-

жая. При $\kappa > 1,2$ также имеет место снижение урожая, хотя и в меньшей мере, чем при $\kappa < 0,6$. Следовательно, эти пределы коэффициента увлажнения могут быть приняты за показатели разных условий влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в нечерноземной зоне ЕТС: $\kappa < 0,6$ — недостаточная влагообеспеченность, $\kappa = 0,8—1,2$ — оптимальная влагообеспеченность, $\kappa > 1,2$ — избыточное увлажнение.

Связь урожайности яровой пшеницы и картофеля с месячными величинами коэффициента увлажнения оказалась весьма удовлетворительной. Для критических периодов величины корреляционных отношений колеблются от 0,50 до 0,76 в зависимости от района. Степень зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от влагообеспеченности возрастает с северо-запада на юго-восток. Таким образом, прогноз влагообеспеченности летних месяцев приобретает большое значение в агрометеорологическом обслуживании нечерноземной зоны ЕТС.

Величины предлагаемого коэффициента увлажнения и его изменчивость, как следует из формулы (1), будут определяться характером и величиной аномалий осадков и температуры на рассматриваемой территории.

Значительные аномалии осадков и температуры воздуха на территории Советского Союза по данным многочисленных исследований связаны с преобладанием определенного циркуляционного режима [1, 2, 4, 5, 6, 7, 8].

Интересно было рассмотреть аналогичные связи между изменениями месячных величин коэффициента увлажнения на территории основных сельскохозяйственных районов нечерноземной зоны Европейской части Союза и формами атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма.

Выбор данного метода обусловлен следующими положениями. Метод Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса является официальным методом, широко используемым в оперативной практике. Использование макроциркуляционного метода для прогноза различных характеристик в умеренных широтах дало удовлетворительные результаты. Несомненным преимуществом этого метода является наличие каталога повторяемости основных форм и их разновидностей за большой период лет.

Для восьми пунктов, равномерно освещающих нечерноземную зону Европейской территории Союза, были вычислены пятилетние скользящие средние месячных величин коэффициента увлажнения и повторяемости форм W , E , C в июне — августе за 1900—1972 гг. На рис. 2 представлены такие графики для станции Вышний Волочек (июль). Как видно из рисунка максимальные величины коэффициента увлажнения имеют место при развитии процессов западной формы или в годы, когда все три формы близки к норме. Минимальный коэффициент увлажнения, в основном, наблюдается при большом развитии восточной формы циркуляции. Согласован-

ность изменений величин коэффициента увлажнения и повторяемости форм хорошо выражены в случаях, когда в течение месяца аномальное развитие получает какая-то одна форма при слабом развитии других (повторяемость ниже нормы). Такая связь выявлена и по материалам других станций.

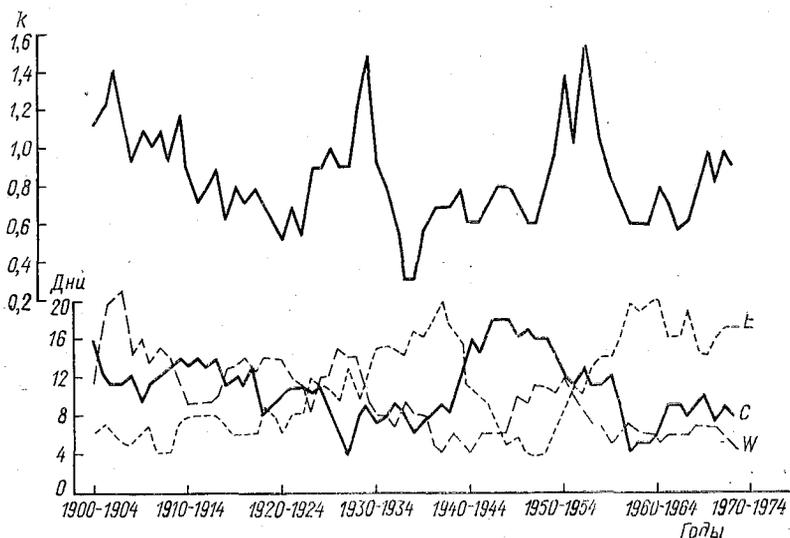


Рис. 2. Многолетняя изменчивость месячных величин коэффициента увлажнения (k) и повторяемости форм атмосферной циркуляции W , E и C в июле на станции Вышний Волочек.

Еще очевиднее зависимость аномалий коэффициента увлажнения на исследуемой территории от циркуляционных условий выражена на рис. 3. Для получения данных карт отбирались случаи с преобладанием основных форм отдельно для июня — августа с 1900 по 1972 гг. Критерием преобладания основной формы является число дней в месяце не менее 17 при повторяемости других форм ниже нормы. Годы и месяцы, материалы которых использованы для получения типовых карт распределения аномалий коэффициента увлажнения при формах W , E и C , приведены в таблице. Для построения указанных карт использовались данные 35 станций ЕТС.

При процессах западной формы циркуляции (W) в основных сельскохозяйственных районах нечерноземной зоны Европейской территории Союза в летний период преобладают положительные аномалии коэффициента увлажнения. В июне — августе при процессах W над ЕТС наблюдается избыток осадков. Именно этим объясняется преобладание положительных аномалий (рис. 3, а).

**Годы с преобладанием *W*, *E* и *C* форм атмосферной циркуляции
за период 1900—1972 гг.**

Форма циркуляции	Июнь	Июль	Август
<i>W</i>	1912, 1915, 1923, 1924, 1928, 1929, 1945	1905, 1909, 1928	1903, 1905, 1907, 1917, 1918, 1923, 1929, 1933, 1956, 1962
<i>E</i>	1901, 1903, 1951, 1953, 1966, 1968, 1972	1917, 1934, 1936, 1938, 1941*, 1964, 1967, 1970, 1971, 1972	1920, 1924, 1927, 1937, 1939, 1940, 1941*, 1951, 1954, 1963, 1967, 1968, 1972
<i>C</i>	1906, 1909, 1930, 1940, 1941*, 1942, 1963	1900, 1912, 1917, 1944, 1946, 1956	1914, 1915, 1921

Примечание: * — данные этого года не использовались для определения средних аномалий.

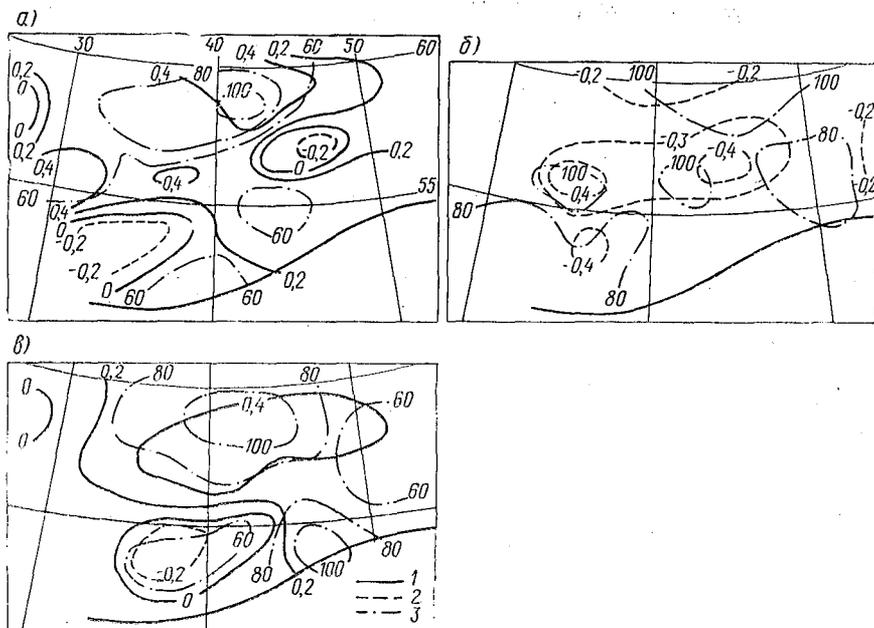


Рис. 3. Аномалии месячных величин коэффициента увлажнения и вероятность их знака при процессах *W* (а), *E* (б) и *C* (в). Июнь:

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — вероятность аномалий.

В целом на исследуемой территории аномалии k возрастают от 0,2—0,4 в июне до 0,4—0,6 в августе. В зависимости от месяца меняется локализация очагов максимальных аномалий k . Неоднородность аномалий температуры, которая обуславливается разнообразиями формы W [3], приводит к появлению небольших отрицательных аномалий коэффициента увлажнения в некоторых районах и к перераспределению по территории очагов максимальных аномалий. Вероятность знака положительных аномалий колеблется от 60 до 100%.

Иной характер аномалий коэффициента увлажнения на исследуемой территории отмечается при процессах восточной (E) формы циркуляции (рис. 3, б). В этом случае повсеместно наблюдаются отрицательные аномалии k , которые хорошо согласуются с характерным для этой формы дефицитом осадков и положительными аномалиями температуры [3].

Величины аномалий k , как и при процессах W , возрастают от июня к августу. Отмеченная закономерность определяется особенностями сезонного хода осадков и температуры воздуха (увеличением месячных сумм осадков в июле—августе и уменьшением температуры воздуха в августе). В июне аномалии k в нечерноземной зоне колеблются от $-0,2$ до $-0,4$, а в августе они в большинстве районов превышают $-0,4$. Вероятность отрицательных аномалий на большей части территории составляет 80—100%.

Процессы меридиональной формы циркуляции (C), как и восточной, характеризуются усилением меридиональных переносов в толще тропосферы. Однако географическое положение ложбин и гребней в них противоположно [3]. В связи с этим при процессах C прослеживается иное распределение на территории ЕТС аномалий осадков и температуры воздуха и, следовательно, другой характер аномалий коэффициента увлажнения (рис. 3, в). При процессах C в большинстве случаев (60—100%) на исследуемой территории преобладают положительные и близкие к норме величины коэффициента увлажнения.

Так как распределение аномалий осадков и температуры на территории ЕТС при процессах C весьма неоднородно, поэтому в отдельные годы можно ожидать аномалии коэффициента увлажнения отличающиеся от тех, что прослеживаются на рис. 3, в.

Итак, в летние месяцы при аномальном развитии формы W на большей части исследуемой территории следует ожидать увеличение месячных величин коэффициента увлажнения на 0,2—0,4. Вследствие этого в юго-восточных областях во все месяцы величины коэффициента увлажнения возрастут до пределов оптимальной влагообеспеченности основных сельскохозяйственных культур (0,8—1,2). В северо-западных областях увеличение k приведет к избыточному увлажнению, что может вызвать снижение урожайности сельскохозяйственных культур. В юго-западных районах нечерноземной зоны в отдельные годы отрицательные аномалии k

около 0,2 могут привести к формированию недостаточного увлажнения, что также скажется на урожайности сельскохозяйственных культур. На остальной территории отклонения к от средних многолетних не должны существенно повлиять на изменение влагообеспеченности.

При аномальном развитии процессов *E* в июне — августе почти на всей территории коэффициент увлажнения должен уменьшаться до 0,6 в северо-западных и до 0,3 в центральных и юго-восточных областях. Следовательно, в центральных и юго-восточных областях нечерноземной зоны ЕТС при процессах *E* создается наибольшая угроза резкого снижения урожая сельскохозяйственных культур из-за недостаточной влагообеспеченности.

Преобладание процессов формы *C* в июне — августе в большинстве случаев будет способствовать увеличению влагообеспеченности юго-восточных (наиболее засушливых) районов нечерноземной зоны. На остальной территории существенных колебаний месячных величин *k* не ожидается или же они могут иметь место, но на ограниченных (небольших) площадях.

Таким образом, установленные зависимости влагообеспеченности сельскохозяйственных культур на территории нечерноземной зоны ЕТС при процессах *W*, *E* и *C* подтверждают возможность использования макроциркуляционного метода для долгосрочного прогноза увлажнения и видов на урожай.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонова С. М. Изменчивость осадков весенне-летнего периода по засушливым районам Европейской и Азиатской территории СССР в связи с изменчивостью элементов общей циркуляции атмосферы. — Труды ГГО, 1960, вып. 88, с. 132—142.
2. Воробьева Е. В. Характеристика осадков при основных формах атмосферной циркуляции. — Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 81—93.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 488 с.
4. Григорьева А. С. Некоторые характеристики влагооборота в атмосфере в засушливые и влажные месяцы. — Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 104—111.
5. Курганская В. М. Характеристика засушливых периодов с точки зрения общей циркуляции атмосферы. — Известия АН СССР. Серия географ., 1953, № 2, с. 19—28.
6. Особенности засухи 1972 г. на Украине. Под редакцией Логвинова К. Т. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 32 с.
7. Покровская Т. В. Синопτικο-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 264 с.
8. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. — Каз. ССР, Алма-Ата: Наука, 1972. — 176 с.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ФОТОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АЭРОЗОЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

1. Введение

В последние годы особый интерес приобретает прогноз изменений глобального климата. Однако ни все увеличивающийся сеточный поток метеорологической информации, ни развитие вычислительных средств не дали еще возможности от некоторых качественных заключений в решении этой проблемы перейти к количественным расчетам. Это обстоятельство привело к необходимости параметризации ряда новых процессов подсеточного масштаба, физический механизм прямых и обратных связей которых в атмосфере еще недостаточно изучен. Этим можно объяснить появление и быстрое развитие новых направлений в исследовании атмосферы, в частности создание ряда ее фотохимических моделей. Следует отметить, что существующие фотохимические модели, несмотря на их разнообразие, базируются на приближении квазигомогенности атмосферы. Если в целом для атмосферы, в особенности для верхних ее слоев, начиная с высот 30 км, это приближение является вполне приемлемым, то в слоях с повышенным содержанием аэрозоля необходимо рассматривать атмосферу как дисперсную систему и учитывать гетерогенные взаимодействия на поверхности аэрозольных частиц и другие эффекты, вносимые атмосферным аэрозолем. Попыток систематического изучения и каких-либо оценок влияния аэрозоля на содержание малых газовых примесей атмосферы в отечественной и зарубежной литературе нет; по-видимому, настоящая работа в этом смысле является одной из первых попыток исследования и параметризации всей совокупности аэрозольных эффектов в фотохимической модели атмосферы.

2. Некоторые результаты натуральных исследований связи газового и аэрозольного состава атмосферы

Параметризация малых газовых примесей при принятой одномерной модели (по z) распределения аэрозоля позволяет оценить притоки тепла в задачах переноса радиации и, тем самым, более точно рассчитать вертикальное распределение энтальпии единичного столба атмосферы. Пространственная неоднородность концентраций примесей не позволяет не только отнести эту характеристику к подсеточному масштабу параметризации, но ограничивает ее рассмотрение вертикальным масштабом.

На рис. 1 показаны высотные профили содержания аэрозоля и озона, полученные в [1] при синхронном зондировании. Видно, что локальному минимуму в содержании озона соответствует слой с повышенным содержанием аэрозоля. Устойчивую отрицательную корреляцию между содержанием озона и аэрозоля отмечают

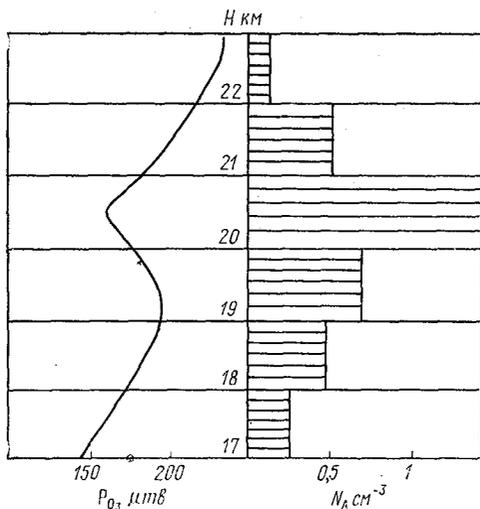


Рис. 1. Сопоставление вертикальных профилей озона и аэрозоля в облаках вулканической пыли по Питтоку [1].
 p_{O_3} — парциальное давление озона;
 N_a — количество аэрозольных частиц с радиусом больше 0,5 мкм.

также и авторы [2]. Более подробные исследования суточного хода ряда малых газовых примесей — O_3 , NO , NO_2 проведены в условиях загрязненной атмосферы крупных городов [3]. Выводы этой работы в целом согласуются с [1] и [2] и говорят о том, что в природных условиях содержание малых газовых примесей атмосферы определяется уровнем содержания в ней аэрозольных частиц.

3. Параметризация гетерогенных реакций в атмосфере

В аэрозольной атмосфере существует отличная от нуля вероятность столкновения молекул газов, входящих в состав атмосферного воздуха с частицами аэрозоля. При этом, для ряда газов, возможно химическое взаимодействие с некоторыми типами активных поверхностных центров аэрозольных частиц — гетерогенная

химическая реакция. Характерным примером такой реакции является реакция распада озона на поверхности аэрозоля



или поверхностная рекомбинация атомарного кислорода



Согласно [4], скорость деструкции озона в такой реакции первого порядка выразится

$$\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = -\frac{1}{4} \left(\frac{8RT}{\pi\mu} \right)^{1/2} A \gamma [\text{O}_3]. \quad (3.3)$$

Здесь $[\text{O}_3]$ — концентрация озона; μ — молекулярный вес; R — универсальная газовая постоянная; T — температура; A — удельная поверхность аэрозоля; γ — эффективность (константа) реакции (относительная часть соударений, приводящих к реакции). Далее, если принять во внимание, что, во-первых, в составе атмосферного аэрозоля есть различные химические фракции и, во-вторых, помимо озона в газовый состав атмосферы входят растворимые и гидратирующиеся газы, которые будут взаимодействовать с обводненным аэрозолем в тропосфере. С учетом сделанных замечаний относительно химического состава аэрозоля и обводнения соотношение (3.3) примет вид

$$\frac{d[X_i]}{dt} = -\frac{1}{4} \left(\frac{8RT}{\pi\mu} \right)^{1/2} A \left(\sum_{i=1}^k \gamma_i \eta_i \rho \right) [X_i], \quad (3.4)$$

где $[X_i]$ — концентрация реагирующего газа; γ_i — константа его реакции на i -ом химическом типе поверхности; η_i — относительное содержание i -го химического типа поверхности в общей поверхности аэрозоля; ρ — параметр обводнения.

На основании оценок химического состава стратосферного и тропосферного аэрозоля [5], [6], оценок обводнения тропосферного аэрозоля [7, 8], анализа экспериментальных лабораторных данных по константам γ_i для различных газов, входящих в состав атмосферы на химических поверхностях, имеющих в атмосферном аэрозоле [9, 10, 11, 12, 13] были составлены таблицы параметров гетерогенных реакций для стратосферы и тропосферы (табл. 3.1, 3.2).

Для расчета средней удельной поверхности аэрозоля в тропосфере исследовалась аэрозольная модель Ивлева [5] с аппроксимацией размеров аэрозоля в виде

$$\varphi(r) = ar^{-k} \exp(-b/r^3), \quad (3.5)$$

предложенном В. И. Смирновым в [14].

Таблица 3.1

Сводная таблица констант гетерогенных реакций в тропосфере

Газ	Тип взаимодействия	Константа	Тип поверхности	Процент содержания поверхности данного типа
HNO ₃	влажный	10 ⁻⁴	обводненная	0,5
HO ₂	влажный	10 ⁻²	обводненная	0,5
H ₂ O ₂	влажный	10 ⁻⁴	обводненная	0,5
NO ₂	влажный	10 ⁻⁴	обводненная	0,5
CH ₃ OOH	влажный	10 ⁻³	обводненная	0,5
O ₃	сухой	5·10 ⁻⁵		0,2
OH	сухой	4·10 ⁻²	углеродосодержащие, влажгосодержащие	0,3

Таблица 3.2

Сводная таблица констант гетерогенных реакций в стратосфере

Газ	Доля активных соударений (γ)	Вид химической поверхности	Процент содержания поверхности данного аэрозоля в стратосфере (η)
H ₂ O ₂	7,8·10 ⁻⁴	H ₂ SO ₄	0,7
HNO ₃	2,4·10 ⁻⁴	H ₂ SO ₄	0,7
HO ₂ NO ₂	2,7·10 ⁻⁵	H ₂ SO ₄	0,7
ClONO ₂	10 ⁻⁵	H ₂ SO ₄	0,7
N ₂ O ₅	3,8·10 ⁻⁵	H ₂ SO ₄	0,7
H ₂ O	2·10 ⁻³	H ₂ SO ₄	0,7
NH ₃	10 ⁻³	H ₂ SO ₄	0,7
OH	4·10 ⁻²	H ₂ SO ₄ (NH ₄) CO	0,8
O ₃	5·10 ⁻⁵	Al ₂ O ₃	0,1
O ₃	10 ⁻⁹	SiO ₂	0,3
O ₃	10 ⁻⁸	(NH ₄) CO	0,2
O ₃	10 ⁻¹⁰	H ₂ SO ₄	0,7

Для стратосферного аэрозоля использовалась аэрозольная модель Туна и Поллака с аппроксимацией размеров аэрозоля в виде ZOLD-функции

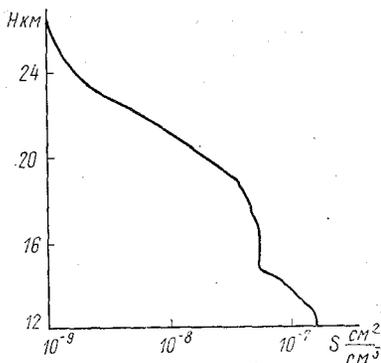


Рис. 2. Химически активная поверхность аэрозоля в стратосфере.

Высотный профиль удельной поверхности аэрозольных частиц проводится на высоте 12 км.

Высотный профиль удельной поверхности аэрозольных частиц приводится на рис. 2.

$$f(r) = A \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_m)}{2 \ln^2 \sigma_m}\right). \quad (3.6)$$

В обоих случаях средняя поверхность аэрозольной частицы вычислялась как второй момент функции распределения. Далее, используя модель вертикального распределения счетной концентрации аэрозольных частиц для всех высот тропосферы и стратосферы в отдельности, имеем

$$A = n \pi \bar{r}^2. \quad (3.7)$$

где n — счетная концентрация. Стыковка тропосферной и стратосферной

4. Одномерная фотохимическая газофазная модель атмосферы для высот 0—50 км

Для исследования влияния гетерогенных взаимодействий на газовый состав атмосферы используется разработанная авторами одномерная фотохимическая модель тропосферы и стратосферы. В качестве модельной используется система одномерных уравнений неразрывности

$$\frac{\partial [X_i]}{\partial t} = R(X_i) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z [M] \left(\frac{[X_i]}{[M]} \right) \right\}. \quad (4.1)$$

Здесь $[X_i]$ — концентрация i -й компоненты на высоте z ; $R(X_i)$ — скорость фотохимического изменения на данной высоте; K_z — вертикальная компонента коэффициента турбулентности; $[M]$ — концентрация воздуха. На основании предварительных расчетов и литературных данных [15, 16] рассчитываемые газовые составляющие разбиваются на две группы по времени жизни. К долгоживущим отнесены H_2 , CH_4 , CO , N_2O , HNO_3 , CH_3OOH , H_2O_2 , H_2CO , O_x , NO_x . Здесь $O_x = O + O(^1D) + O_3$ — «нечетный» кислород, $NO_x = NO + NO_2$ — «нечетный» азот. Компоненты O , O_3 , $O(^1D)$, NO , NO_2 , N , H , OH , HO_2 , NO_3 , CH_3O_2 , CH_3O , HCO считаются маложивущими. Для долгоживущих компонентов система уравнений (4.1) решается численными методами, о которых будет сказано

ниже. В качестве граничных условий задаются потоки на уровне земной поверхности и на высоте 50 км. На уровне земной поверхности потоки задаются в виде

$$f(X_i)_0 = -\omega_i [X_i] + S_i. \quad (4.2)$$

Здесь ω_i — скорость разрушения X_i на земной поверхности; S_i — поверхностные эмиссии. Численные значения ω_i и S_i приведены в табл. 4.1. На высоте 50 км для всех компонентов предлагались нулевые потоки.

Таблица 4.1

Параметры потоков на нижней границе атмосферы

Параметры	H ₂	CH ₄	CO	N ₂ O	HNO ₃	CH ₃ OOH	H ₂ O ₂	NO _x
ω_i см ⁻¹	0	0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
S_i см ⁻² ·с ⁻¹	2×10^9	2×10^{11}	$4,8 \times 10^{10}$	1×10^{11}	0	0	0	2×10^{10}

Для маложивущих составляющих предполагаемое фотохимическое равновесие на всех высотах и их концентрации определяются итерационным методом из системы уравнений

$$[X_i] = P(X_i)/D(X_i), \quad (4.3)$$

где $P(X_i)$ — фотохимическая продукция X_i ; $D(X_i)$ — фотохимическое разрушение X_i .

При этом для O, O₃, O(¹D) и NO, NO₂ фотохимическое равновесие рассчитывается в пределах семейств O_x и NO_x соответственно, которые рассчитываются как долгоживущие компоненты.

Для составления фотохимической части модельных уравнений использовалась традиционная схема химических реакций, которая приведена в табл. 4.2—4.3 вместе с используемыми величинами констант скоростей реакций. При этом при составлении уравнений для скоростей фотохимического изменения авторы использовали предложенный в [15] способ применения арифметики свободных радикалов к атмосферным фотохимическим процессам. Ее использование в уравнениях модели заключалось в добавлении к уравнениям для $R(O_x)$ и $R(NO_x)$ фотохимически равновесных уравнений для ряда компонентов. Это позволило исключить из уравнений скорости реакций, соответствующие обратимым нулевым циклам. Таким образом, в фотохимических членах модельных уравнений остались либо скорости необратимых реакций, либо определяющие скорости каталитических циклов. Это позволило избавиться от малых разностей больших величин, что дало возможность увеличить временной шаг.

Используемые в модели фотодиссоциационные процессы

№	Процесс
1	$O_2 + h\nu \rightarrow 2 O(^3P)$
2	$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O(^3P)$
3	$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O(^1D)$
4	$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O$
5	$N_2O + h\nu \rightarrow N_2 + O(^1D)$
6	$NO + h\nu \rightarrow N + O$
7	$HNO_3 + h\nu \rightarrow OH + NO_2$
8	$H_2O_2 + h\nu \rightarrow 2 OH$
9	$HO_2 + h\nu \rightarrow OH + O$
10	$NO_3 + h\nu \rightarrow NO_2 + O$
11	$NO_3 + h\nu \rightarrow NO + O_2$
12	$H_2CO + h\nu \rightarrow H_2 + CO$
13	$H_2CO + h\nu \rightarrow H + HCO$
14	$HNO_2 + h\nu \rightarrow OH + NO$
15	$N_2O_5 + h\nu \rightarrow NO_2 + NO_3$
16	$CH_3OOH + h\nu \rightarrow OH + CH_3O$

Таблица 4.3

Используемые в модели химические реакции и константы их скоростей (по [20])

№	Реакция	Константа скорости
1	2	3
1	$O + O_3 \rightarrow 2 O_2$	$1,5 \times 10^{-11} \exp(-2218/T)$
2	$O_3 + NO \rightarrow O_2 + NO_2$	$2,3 \times 10^{-12} \exp(-1450/T)$
3	$O + NO_2 \rightarrow O_2 + NO$	$9,3 \times 10^{-12}$
4	$N_2O + O(^1D) \rightarrow N_2 + O_2$	$4,8 \times 10^{-11}$
5	$N_2O + O(^1D) \rightarrow 2NO$	$6,2 \times 10^{-11}$
6	$N + O_2 \rightarrow NO + O$	$4,4 \times 10^{-12} \exp(-3220/T)$
7	$N + NO \rightarrow N_2 + O$	$3,4 \times 10^{-11}$
9	$H_2O + O(^1D) \rightarrow 2 OH$	$2,3 \times 10^{-10}$
10	$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$	$1,6 \times 10^{-12} \exp(-940/T)$
11	$OH + O \rightarrow H + O_2$	$4,0 \times 10^{-11}$
12	$HO_2 + O_3 \rightarrow OH + 2 O_2$	$1,1 \times 10^{-14} \exp(-580/T)$

1	2	3
13	$O + HO_2 \rightarrow OH + O_2$	$3,5 \times 10^{-11}$
14	$H + O_3 \rightarrow OH + O_2$	$1,4 \times 10^{-10} \exp(-470/T)$
15	$HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2$	$2,5 \times 10^{-12}$
16	$OH + HO_2 \rightarrow H_2O + O_2$	$8,0 \times 10^{-11}$
17	$OH + HNO_3 \rightarrow H_2O + NO_3$	$1,5 \times 10^{-14} \exp(650/T)$
18	$OH + H_2O_2 \rightarrow H_2O + HO_2$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-750/T)$
19	$N + NO_2 \rightarrow N_2O + O$	$2,1 \times 10^{-11} \exp(-800/T)$
20	$HO_2 + NO \rightarrow OH + NO_2$	$4,3 \times 10^{-12} \exp(200/T)$
21	$OH + OH \rightarrow H_2O + O$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-500/T)$
22	$N + O_3 \rightarrow NO + O_2$	$1,0 \times 10^{-15}$
23	$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$	$1,2 \times 10^{-13} \exp(-2450/T)$
24	$O + H_2O_2 \rightarrow OH + HO_2$	$2,8 \times 10^{-12} \exp(-2125/T)$
25	$O(^1D) + M \rightarrow O(^3P) + M$	$2,2 \times 10^{11} \exp(100/T)$
26	$OH + H_2 \rightarrow H_2O + H$	$1,2 \times 10^{-11} \exp(-2200/T)$
27	$O(^1D) + H_2 \rightarrow OH + H$	$9,9 \times 10^{-11}$
28	$NO_3 + NO_2 \rightarrow NO + NO_2 + O_2$	$2,3 \times 10^{-13} \exp(-1000/T)$
29	$NO_3 + NO \rightarrow 2NO_2$	$2,0 \times 10^{-11}$
30	$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3$	$1,0 \times 10^{-20}$
31	$O + NO_3 \rightarrow O_2 + NO_2$	$1,0 \times 10^{-11}$
32	$O + HNO_3 \rightarrow OH + NO_3$	3×10^{-17}
34	$OH + HO_2NO_2 \rightarrow HNO_3 + HO_2$	4×10^{-12}
36	$OH + CH_4 \rightarrow H_2O + CH_3$	$2,35 \times 10^{-12} \exp(-1710/T)$
37	$O(^1D) + CH_4 \rightarrow OH + CH_3$	$1,3 \times 10^{-10}$
38	$CH_3O_2 + NO \rightarrow CH_3O + NO_2$	$7,0 \times 10^{-12}$
39	$CH_3O + O_2 \rightarrow H_2CO + HO_2$	$5,0 \times 10^{-13} \exp(-2000/T)$
40	$OH + H_2CO \rightarrow H_2O + HCO$	$1,0 \times 10^{-11}$
41	$HCO + O_2 \rightarrow HO_2 + CO$	$5,0 \times 10^{-12}$
42	$HO + CO \rightarrow H + CO_2$	$1,35 \times 10^{-13} (1 + p_{atm})$
43	$O(^1D) + CH_4 \rightarrow H_2 + H_2CO$	$1,4 \times 10^{-11}$
44	$CH_3O_2 + HO_2 \rightarrow CH_3OOH + O_2$	$7,0 \times 10^{-14} \exp(-1296/T)$
45	$CH_3O_2 + CH_3O_2 \rightarrow 2CH_3O + O_2$	$1,6 \times 10^{-13}$
46	$CH_3O_2 + CH_3O_2 \rightarrow H_2CO + CH_3OH + O_2$	$3,0 \times 10^{-13}$
47	$OH + CH_3OOH \rightarrow H_2O + CH_3O_2$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-750/T)$
48	$CH_3OOH \rightarrow \text{rainout}$	$5,0 \times 10^{-6}$
49	$CH_3OH + OH \rightarrow H_2O + CH_3O$	$1,0 \times 10^{-12}$

1	2	3
50	$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	
51	$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$	
52	$OH + NO_2 + M \rightarrow HNO_3 + M$	
53	$N_2 + O(^1D) + M \rightarrow N_2O + M$	
54	$NO + O + M \rightarrow NO_2 + M$	
55	$HO_2 + NO_2 + M \rightarrow HO_2NO_2 + M$	
56	$OH + NO + M \rightarrow HNO_2 + M$	
57	$H_2O_2 \rightarrow \text{rainout}$	
58	$HNO_3 \rightarrow \text{rainout}$	

При решении системы уравнений (4.1—4.3) авторы столкнулись с рядом трудностей вычислительного характера. Дело в том, что для указанной системы характерно наличие малого параметра при старших производных, а также сильная связь между отдельными уравнениями, обусловленная высокими скоростями химических реакций. Кроме того, экспоненциальная зависимость плотности среды от высоты приводит к изменению времен релаксации для диффузионных и химических процессов на несколько порядков внутри рассматриваемой области атмосферы. Поэтому использование для решения задачи ряда хорошо известных численных методов приводит к серьезным затруднениям. Чтобы обойти эти трудности используется метод расщепления по физическим процессам Горина—Магомедова для рассматриваемого класса уравнений [17]. При этом само расщепление осуществлялось по схеме стабилизации, предложенной в [18] для решения многомерного уравнения теплопроводности. В результате на каждом временном шаге исходная задача разделяется на две более простые. Одна из них — крайняя задача для системы неявных разностных транспортных уравнений

$$\frac{X_i^{j+\frac{1}{2}} - X_i^j}{\tau} = 0,5(LX_i^{j+\frac{1}{2}} + LX_i^j) + R_i^j. \quad (4.4)$$

Здесь верхний индекс указывает на временной шаг, а нижний на пространственный; τ — временной шаг; L — разностный оператор второго порядка, соответствующий динамическому члену в (4.1). Уравнение (4.4) с граничными условиями (4.2) решается на пространственно временной сетке методом прогонки [19] с шагами по времени 10 суток и по высоте 1 км. Затем в каждой точке суточной области решается задача системы уравнений химической кинетики

$$\frac{X_i^{j+1} - X_i^j}{\tau} = LX_i^{j+\frac{1}{2}} + 0,5(R_i^{j+1} + R_i^j), \quad (4.5)$$

в которой транспортные члены берутся из решения предыдущей задачи. Для решения системы (4.5) применяется метод Гаусса исключения неизвестных.

Счет продолжался на период в 20 лет, после чего производился вывод результатов.

5. Результаты учета гетерогенных реакций в фотохимической модели

Дополнительно к схеме газозафазных фотохимических реакций рассматривались следующие гетерогенные реакции: стратосфера — сток HNO_3 , H_2O_2 , OH на сернокислотном аэрозоле, сток O_3 на аэрозоле, содержащем Al_2O_3 ; тропосфера — сток HNO_3 , H_2O_2 , CH_3OOH , HO_2 на обводненном аэрозоле, сток O_3 на аэрозоле, содержащем Al_2O_3 .

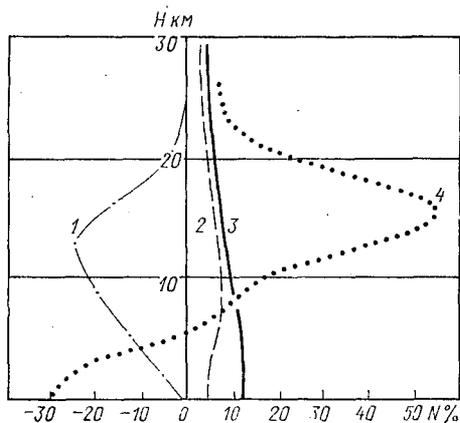


Рис. 3. Отклонения расчетных концентраций малых примесей в аэрозольной атмосфере по сравнению с молекулярной:

1 — NO_2 ; 2 — CO ; 3 — CH_4 ; 4 — HO_2 .

Относительное изменение концентраций важнейших малых газовых примесей приводится на рис. 3. По оси абсцисс отложена величина $N = \frac{[X_i]_M - [X_i]_A}{[X_i]_M} \times 100\%$, выражающая процентное изменение концентраций малых составляющих в аэрозольной атмосфере по отношению к молекулярной атмосфере.

Наиболее интересными представляются следующие закономерности:

1. Наибольшее влияние аэрозольного стока на содержание малых примесей обнаружено в тропосфере и нижней стратосфере на высотах расположения аэрозольного слоя Юнге.

2. Изменение в аэрозольной атмосфере концентрации газовых компонентов атмосферного воздуха, непосредственно с аэрозолем не реагирующих — метана и продуктов его окисления.

Таким образом, становится вполне очевидным, что гетерогенные процессы с участием аэрозоля в атмосфере играют определенную роль и фотохимические модели, строящиеся для областей с повышенным содержанием аэрозоля — в первую очередь для нижней стратосферы и районов с промышленными загрязнениями должны, кроме газофазных взаимодействий, учитывать и процессы взаимодействия аэрозоля с малыми газовыми примесями атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pittok A. B. Climatology of the vertical distribution of ozone over Aspendale (38° S, 145° E). — *Quart., J. Roy. Met. Soc.*, 1977, 103, № 438.

2. Berggren R., Labitzke K. A detailed study of the horizontal and vertical distribution of ozone. — *Tellus*, 1966, 18, № 4, 761—772.

3. Crutzen P. J. Estimates of possible variation in total ozone due to natural causes and human activities. — *AMBIO*, 1977, 3, № 6, 201—210.

4. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. — Л.: Гидрометиздат, 1980. — 288 с.

5. Ивлев Л. С. Аэростатные исследования структуры атмосферного аэрозоля. — *Проблемы физики атмосферы*, 1972, вып. 10, 92—103.

6. Heterogeneous atmospheric reactions sulfuric acid aerosols as tropospheric sinks. — *Science*, 206, № 4418, 562—563.

7. Mulcahy M. F. R., Young B. C. Heterogeneous reactions of OH radicals. — *International J. of Chem. Kin. Symp.* № 1, 1975, № 1, 595—609.

8. Castleman A. W., Davis R. E., Tang I. N., Bell J. A. Heterogeneous processes and the chemistry of aerosol formation in the upper atmosphere. — *Fourth Conf. CIAP*, 1975, 470

9. Turco R. P., Whitten R. C., Toon O. B. Stratospheric aerosol: observation and theory. — *Reviews of geophysics and space physics*, 1982, 20 № 2, 233—279.

10. Изучение химического состава атмосферного аэрозоля в приземном слое. — *Проблемы физики атмосферы*, 1971, вып. 9, 39—47.

11. Кондратьев К. Я., Ивлев Л. С., Никольский Г. А. Результаты комплексного исследования стратосферного аэрозоля. — *Метеорология и гидрология*, 1974, № 9, 16—26.

12. Pinnick R. G., Rosen J. M., Hofman D. J. Stratospheric aerosol measurements. III: Optical Model Calculations. — *J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, 304.

13. Rosen J. M., Hofman D. J., Laby J. Stratospheric aerosol measurements. II: The World Wide Distribution. — *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, 1457—1462.

14. Смирнов В. И. Перестройка микроструктуры туманов под воздействием гигроскопических частиц. — *Труды Института экспериментальной метеорологии*, 1980, вып. 25 (93), с. 3—9.

15. Johnston H. S., Podolske J. Interpretation of stratospheric photochemistry. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1978, 16, № 4, 491.

16. Chameides W. L., Stedman D. H. Tropospheric ozone: Coupling transport and photochemistry. — *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, № 12, 1787.

17. Горинев А. С., Магомедов К. М. Метод расщепления для решения релаксационных уравнений при наличии диффузии. — *Ж. вычисл. матем. и матем. физ.*, 1973, 13, № 5, 1264—1272.

18. Douglas J., Rachford H. On the numerical solution of heat conduction problems in two and three space variables. — Trans. Amer. Math. Soc., 1956, 82, № 2, 421.

19. Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. — М.: Наука, 1971. — 552 с.

20. Chemical and photochemical Data Sheets for Atmospheric Reactions. — ed. R. F. Hamson, Report No FAA-EE-80-17, U. S. Department of Transportation, Washington, 1980. — 114 с.

УДК 551(510.42 + 501.724)

В. И. КОВАЛЕВ (ЛГМИ)

ОСОБЕННОСТИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ТЕРМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗАГРЯЗНЕННОЙ АТМОСФЕРЫ

В последнее время значительно увеличивается интенсивность выбрасывания в атмосферу антропогенного аэрозоля, который оказывает существенное влияние на физические процессы в атмосфере. Атмосферный аэрозоль определяет условия образования твердой или жидкой фазы воды, влияет на трансформацию потоков лучистой энергии.

Степень влияния атмосферного аэрозоля на физические процессы в атмосфере определяется физико-химическими свойствами аэрозоля, структурой и пространственным распределением его в атмосфере.

Одним из важных климатических факторов является влияние атмосферного аэрозоля на перенос лучистой энергии в атмосфере. Аэрозоли радиусом от 0,1 до 2,5 мкм, концентрация которых в атмосфере сравнительно велика [1], дают большой вклад в рассеяние и поглощение солнечной радиации, незначительно при этом ослабляя длинноволновое излучение. Частицы радиусом большим 3 мкм существенно влияют на перенос длинноволнового излучения, поэтому могут стать важным фактором ослабления радиации. Кроме дисперсности на радиационные процессы в атмосфере влияет химический состав и структура аэрозоля, концентрация и пространственное распределение его в атмосфере. Это приводит к необходимости детального изучения аэрозоля.

Первые исследования вертикального распределения аэрозоля в атмосфере [2] показали монотонное убывание концентрации его с высотой. Такое распределение частиц было подтверждено и тео-

ретически. Общее уравнение переноса аэрозоля представляется в виде

$$\frac{\partial N}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial N}{\partial x} + w \frac{\partial N}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial N}{\partial z} \right) - v \frac{\partial N}{\partial z} - \alpha N^2 - \beta N = 0, \quad (1)$$

где w — вертикальная составляющая скорости ветра; N — концентрация аэрозолей; u — горизонтальная составляющая скорости ветра; v — собственная скорость оседания частиц; k — коэффициент турбулентности; α — константа коагуляции; β — постоянная, характеризующая скорость выведения аэрозолей облаками и осадками.

Решение уравнения (1) с учетом только очищающего действия облаков и осадков дает известное распределение Х. Юнге [1]

$$N(z) = N_0 \exp(-\sqrt{\beta/k}z). \quad (2)$$

Решение уравнения (1) для стационарных условий с учетом турбулентного обмена коагуляции частиц и их вымывания облаками и осадками приводит к формуле [2]:

$$N(z) = \frac{B}{A} \left[\frac{1}{Sh^2 \frac{\sqrt{B}}{2} (z + C)} \right], \quad (3)$$

где

$$A = \frac{2\alpha}{3k}; \quad B = \frac{\beta}{k}; \quad C = \frac{2}{\sqrt{B}} \operatorname{Arc th} \sqrt{\frac{AN_0 + B}{B}}.$$

Формула (3) хорошо описывала экспериментальные данные по изучению аэрозоля в приземном слое атмосферы.

За последние годы появился целый ряд работ по исследованию основных компонент атмосферных примесей [3—6]. С 1970 по 1979 годы в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова были осуществлены комплексные исследования по программе КЭНЭКС и ГАРЭКС [7], которые включали в себя изучение пространственного распределения аэрозольных частиц в атмосфере. Пространственное распределение аэрозоля в атмосфере исследуется как с помощью микрофизических методов (определение счетной и массовой концентрации), так и оптическими методами (коэффициента ослабления, рассеяния, обратного рассеяния).

Данные разных типов измерений показали, что можно достаточно обоснованно предполагать горизонтальную однородность распределения аэрозоля вне промышленного района. С высотой лишь в нижнем слое, толщиной в несколько десятков—сотен метров, концентрация аэрозолей резко падает. Выше, почти во всей тропо-

сфере, концентрация частиц изменяется мало. При этом характерным является частное наличие слоев повышенной концентрации частиц (рис. 1).

Как показали исследования, наиболее отчетливо проявляется слоистая структура аэрозоля над городом [9]. Непосредственное влияние городских источников сказывается на высотах до 4 км.

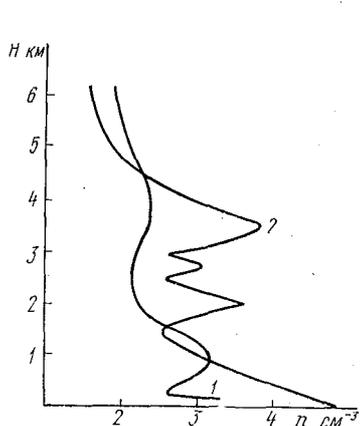


Рис. 1. Вертикальные профили аэрозоля континентального происхождения:

1 — Северо-западный Казахстан, 17.07. 1973 г., 0 ч 10 мин;
2 — Рывльск, 1.08. 1975 г., 6 ч 30 мин.

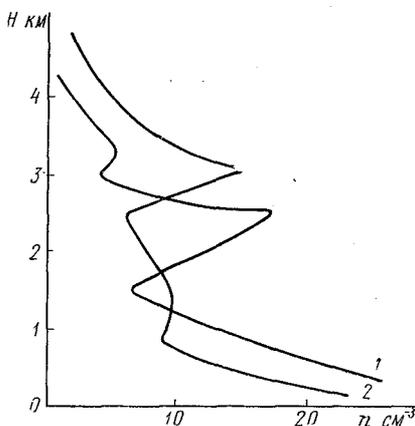


Рис. 2. Временной ход слоев аэрозоля в атмосфере, г. Запорожье:

1 — 21.08. 1972 г., 7 ч 50 мин;
2 — 22.08. 1972 г., 1 ч 55 мин.

Концентрация аэрозоля на этих высотах в 2—3 раза больше над городом, чем для тех же высот для загородной зоны. Слои атмосферного аэрозоля очень изменчивы. На рис. 2 можно проследить вариации высотного профиля аэрозоля в зависимости от времени суток.

Накопившийся к настоящему времени экспериментальный материал показывает, что одной моделью (2), (3) вертикальный профиль счетной концентрации аэрозоля невозможно даже приближенно описать все разнообразие аэрозольной структуры тропосферы. Эта структура зависит от синоптической ситуации, температурной стратификации, профиля относительной влажности, времени суток и времени года, характера подстилающей поверхности.

Одним из экспериментальных методов исследования является аэрозольно-радиационное зондирование, которое позволяет определить вертикальное распределение аэрозольных частиц, аэрологические параметры, профили длинноволновых потоков радиации

(нисходящие, восходящие и эффективное излучение). Эти измерения позволили определить скорость радиационного изменения температуры

$$\left(\frac{\partial T}{\partial \tau}\right)_R$$

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = -\frac{q}{c_p} \frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\sigma q}{c_p} \left[4 \int_{T_z}^{T_\infty} \gamma T^3 dT - T_\infty^4 \gamma(u_\infty) + 4 \int_{T_\infty}^{T_0} \gamma T^3 dT \right], \quad (4)$$

где T_0 — температура на уровне, выше которого содержание водяного пара можно не учитывать; T_z — температура на высоте z ; γ — градиент изменения излучательной способности с высотой; σ — постоянная Стефана-Больцмана; q — удельная влажность; c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; u_∞ — оптическая толщина.

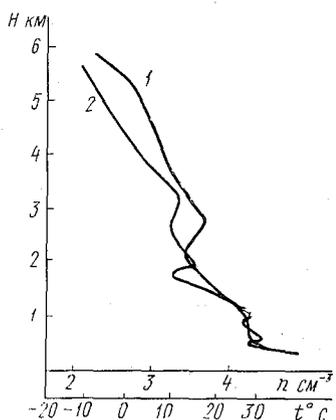


Рис. 3. Вертикальный профиль температуры (1) и счетной концентрации аэрозоля (2).
Алма-Ата, 3.12. 1972 г.

Верхняя граница соответствует стоку тепла, а нижняя — источнику нагревания. Таким образом, сопоставление вертикальных профилей аэрозоля с одновременно измеренными радиационными характеристиками атмосферы показывает, что наличие аэрозольных слоев вызывает перемену знака скорости радиационного изменения температуры.

Выше описанный эффект объясняется тем, что слоистый характер профиля вертикального распределения счетной концентрации аэрозоля в атмосфере влияет на вертикальную структуру ослабления потоков солнечной радиации, альбедо и радиационного баланса системы «земная поверхность — атмосфера». Наиболее изменчивая структура мелкодисперсной фракции аэрозоля может вызвать значительные вариации спектрального хода коэффициентов аэрозоль-

Аэрозольные и радиационные измерения показали, что слои аэрозоля, вызывающие радиационное нагревание, расположены в области инверсий и подинверсионных слоев (рис. 3). Анализ повторяемости аэрозольных слоев тропосферы, инверсий и изотермий показывает, что аэрозольные слои наиболее часто наблюдаются и над слоями инверсий и изотермий. У нижней границы этих слоев наблюдается радиационный нагрев до $0,43^\circ \text{C/ч}$, над верхней границей — радиационное охлаждение до $1,14^\circ \text{C/ч}$. Таким образом, аэрозольный слой можно сравнить с облаком, которое подобно тепловой «яме» и имеет радиационное изменение температуры близкое к нулю, то есть осуществляется состояние лучистого равновесия, в то время как верх-

ного ослабления и поглощения. Мелкодисперсная фракция аэрозоля может состоять из сажи, гематита, органики. Все эти составляющие обуславливают поглощение коротковолновой радиации. Действительно, рассчитанные или экспериментально полученные профили коэффициента аэрозольного ослабления и поглощения радиации в видимой области спектра [3] показали слоистую структуру и вертикального профиля аэрозольного ослабления, и поглощения радиации (рис. 4). Это объясняется слоистым характером распределения самого аэрозоля. Исследования показали, что аэрозольная составляющая атмосферы вносит значительные изменения альбедо системы «земная поверхность — атмосфера». Под воздействием дымки альбедо может меняться от 73 до 48%, что, в свою очередь, должно оказывать влияние на величину радиационного баланса системы.

Изменение условий переноса солнечной радиации неизбежно вызывает изменения теплового режима аэрозольной атмосферы. Так, обратное рассеяние солнечной радиации уменьшает общий нагрев рассеивающего слоя и нижележащих слоев, поглощение же радиации приводит к нагреванию поглощающей среды. Исследования показывают, что аэрозольное поглощение и рассеяние радиации дают в сумме эффект нагревания при относительно малых количествах (приблизительно равных) поглощенной и рассеянной назад радиации. Причем наиболее значительно нагреваются аэрозольные слои повышенной влажности. Таким образом, температурные инверсии могут вызвать появление в атмосфере слоев повышенной концентрации атмосферного аэрозоля, что, в свою очередь, приводит к изменению температурной стратификации атмосферы и усилению устойчивости некоторых слоев ее (именно этим объясняется наблюдаемая устойчивость аэрозольных слоев). Этот факт указывает на возможность косвенного определения вертикальной структуры аэрозоля.

Рассмотрим эту возможность более подробно.

Анализ некоторых радиометрических данных при фиксированной частоте ($\nu = \text{const}$) и изменяющемся Θ дают возможность использовать наземные микроволновые измерения в предсказании загрязнения воздуха, что невозможно получить в достаточной мере по радиозондовым и актинометрическим наблюдениям из-за их большой дискретности и малого времени наблюдения.

Пассивные наземные радиометрические измерения в полосе поглощения кислорода $\lambda = 5$ мм и $\lambda = 2,5$ мм могут давать значительную информацию о профиле температур в нижнем слое атмосферы.

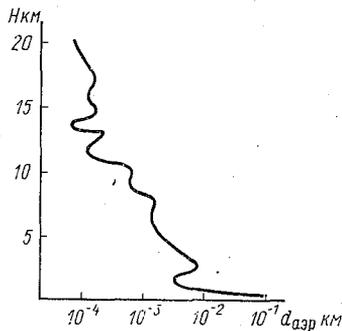


Рис. 4. Вертикальный профиль аэрозольного ослабления в атмосфере, г. Запорожье, 28.08. 1972 г.

Интенсивность радиоволнового излучения, воспринимаемого наземным радиометром, описывается известным соотношением при условии плоскослойной модели атмосферы и неучете рефракции:

$$T_{\text{я}}(\nu) = T_{\text{я}}^{\text{к}}(\nu) \cdot e^{-\int_0^{\infty} \gamma(\nu, z) \sec \theta dz} + \int_0^{\infty} T(z) \gamma(\nu, z) \exp \left[-\int_0^z \gamma(h, \nu) \times \right. \\ \left. \times \sec \theta dz' \right] \sec \theta dz, \quad (5)$$

где $T_{\text{я}}^{\text{к}}(\nu)$ — яркостная температура космического излучения; $T(h)$ — вертикальный профиль температуры воздуха; θ — зенитный угол; $\gamma(\nu, z)$ — суммарный коэффициент поглощения в кислороде и водяном паре на частоте ν и высоте z .

Яркостную температуру $T_{\text{я}}^{\text{к}}$ можно найти с помощью соотношения

$$T_{\text{к}} = 0,024 \nu \left(\frac{2}{e^{0,0178\nu} - 1} + 1 \right). \quad (6)$$

Математической основой для восстановления температурного профиля $T(z)$ в СВЧ диапазоне спектра является интегральная формула переноса излучения. Решение этой задачи сводится к решению интегрального уравнения Фредгольма 1 рода, некорректного в классическом смысле

$$f(\nu) = \int k(\nu, z) T(z) dz, \quad (7)$$

где $T(z)$ — искомый температурный профиль.

При восстановлении высотного профиля $T(z)$ уравнение (5) может быть записано в матричном виде для вариации уходящего излучения $\delta T_{\text{я}}(\nu)$ (относительно некоторого среднего значения $T(\nu)$) и профиля температуры $T(z)$

$$\delta T_{\text{я}}(\nu) = A_{\text{T}}[\nu, p] \delta T(z) + \Delta. \quad (8)$$

Применение уравнения (5) в виде (8) позволяет восстанавливать достаточно тонкие структуры температурного профиля, так как при этом существенно возрастает вертикальная разрешимость в диапазоне волн $\lambda = 2,5$ —5 мм.

При этом необходимо добавить, что преимущества линии 2,5 мм по сравнению с 5 мм линией поглощения O_2 позволяют сделать вывод о перспективности применения именно линии 2,5 мм для наземного зондирования атмосферы в целях прогноза и учета ее загрязнения.

Для решения интегрального уравнения (5) некорректного в классическом смысле, наиболее перспективен на 1-м этапе эксперимента метод регрессионных соотношений, эффективность которого доказана результатами расчетов температуры и геопотенциала по спектрам уходящего излучения в 15 мкм полосе углекислого газа, полученного с помощью спутникового инфракрасного спектрометра

(СИКС) [10]. Этот метод позволяет использовать статистический материал прямых измерений профиля температуры, отобранный за некоторый достаточно продолжительный период зондирования атмосферы. В этом случае нахождение температурного профиля сводится к матричному уравнению

$$\hat{T}(z) = CT_{\text{я}}(S), \quad C^T = [T_{\text{я}} T_{\text{я}}^T + (\gamma M_0)^{-1} T_{\text{я}} T_{\text{я}}^T], \quad (9)$$

где $T_{\text{я}}$ — матрица радиояркостных температур, измеряемых на различных частотах или углах зондирования; C — матрица, построенная на основании априорных данных заблаговременной статистики.

В этом случае T — матрица температурных профилей, полученных в результате прямых измерений в адекватных пространственно-временных и физических условиях.

Более точный метод регрессионных соотношений предполагает использование матричного уравнения

$$T(z) = \Phi [\varphi^T \Sigma_z^{-1} \Phi]^{-1} \Phi^T \Sigma_z^{-1} C \psi [\psi^T \Sigma_v^{-1} \psi]^{-1} \psi^T \Sigma_v^{-1} T_{\text{я}}, \quad (10)$$

где

$$\Phi = \llbracket \varphi_1 |, | \varphi_2 | \cdots | \varphi_N \rrbracket, \quad (11)$$

φ_i — собственный вектор корреляционной матрицы температур,

$$\psi = \llbracket \psi_1 |, | \psi_2 | \cdots | \psi_N \rrbracket, \quad (12)$$

ψ_i — собственный вектор корреляционной матрицы радиояркостных температур;

$$\Sigma_z = \begin{vmatrix} 0,1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0,1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & 0,1 & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 0,1 \end{vmatrix}, \quad (13)$$

$$\Sigma_v = \begin{vmatrix} 0,01 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0,01 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & 0,01 & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 0,01 \end{vmatrix}, \quad (14)$$

где 0,1 и 0,01 — предполагаемая ошибка измерений температуры и радиояркости, которая заранее известна.

Применение метода регрессионных соотношений удобно и тем, что позволяет вводить любую важную сопутствующую информацию, к примеру среднестатистическое содержание аэрозоля, свойственное для данной местности и времени года, или характеристики влажности воздуха. Добавление этой информации увеличит лишь число строк в матрице T и соответственно изменит размерность матрицы C и позволит осуществить комплексный подход к решению задачи определения взаимосвязанных приземных профилей температуры, влажности и концентрации аэрозоля.

При оперативном применении метода регрессионных соотношений, возникает необходимость строгой обусловленности матрицы C , которая должна нести в себе наибольшее количество признаков искомого температурного профиля в целях получения наиболее корректного и адекватного решения обратной задачи восстановления приземных профилей температуры.

Анализ адаптивного алгоритма типизации, изложенного в работах В. Д. Еникеевой, позволяет сделать предварительный вывод о перспективности его применения для типизации приземных профилей температур соответственно пункту и времени зондирования и связанных с ними радиояркостей в целях получения корректных матриц C . Алгоритм типизации сводится к оптимизации функционала

$$W(L) = \sum_{i=1}^L \frac{1}{N_i} \sum_{s=1}^{N_i} \left[\sum_{j=1}^m P(A_j) \cdot P(X_s/A_j) \right], \quad (15)$$

где $P(A_j)$ — вероятность появления типа векторов A ; $P(X_s/A_j)$ — условная вероятность попадания вектора X_s в тип A_j .

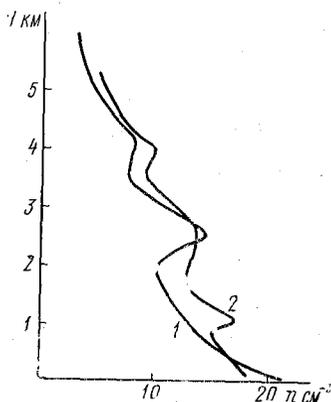


Рис. 5. Вертикальные профили атмосферного аэрозоля:

1 — теоретически рассчитанный; 2 — полученный экспериментально.

Результатом применения этого алгоритма для обработки архива векторов вида $[T(z), T_{\text{я}}]$ является:

— разбиение архива на отдельные подархивы, отвечающие каждому пункту зондирования загрязнений и времени года или суток,

— разбиение архива на непересекающиеся типы векторов A_j ,

— расчет матриц C для каждого типа в отдельности на основании векторов X_s , входящих в этот класс.

При решении обратной задачи восстановления приземного профиля температуры определяется принадлежность измеренных радиояркостей $T_{\text{я}}$ тому или иному спектру радиояркихостных температур, характеризующих определенный тип A_j векторов $T(z), T_{\text{я}}$, и затем рассчитывается матрица C , соответствующая типу A_j , и применяется в дальнейшем в матричных уравнениях (9) или (10).

На рис. 5 представлен пример решения задачи построения вертикального профиля аэрозоля по данным радиационно-аэрозольного эксперимента в районе промышленного города. К сожалению, предложенная методика определения вертикального профиля аэрозоля требует большого архива радиационных аэрозольных измерений и измерений влажности. Недостаточное количество имеющихся в

нашем распоряжении данных поэтому дает грубое приближение к истинному вертикальному распределению аэрозоля. Однако рис. 5 говорит о принципиальной возможности применения предложенной методики исследования вертикального профиля температуры, влажности и аэрозоля в атмосфере.

Одним из основных параметров загрязнения атмосферы является атмосферный аэрозоль. Влияние на физические процессы в атмосфере, в том числе на перенос лучистой энергии, вызывает необходимость исследования пространственного распределения аэрозоля. Дискретность и кратковременность аэрозольного и актинометрического зондирования не дает возможности постоянного контроля загрязнения атмосферы.

Анализ некоторых форм радиометрических данных при различных частотах и меняющихся углах зондирования дает возможность сделать вывод о перспективности использования наземных СВЧ измерений в прогнозе и учете загрязнения воздуха.

Использование алгоритма типизации для обработки архива прямых измерений и рассчитанных радиояркостей позволяет классифицировать статистические априорные данные для получения наиболее качественных и адекватных операторов перехода в решении обратной задачи восстановления приземных температурных профилей, определяющих загрязнение атмосферы.

Применение метода регрессионных соотношений для решения обратной задачи позволяет наиболее полно использовать комплексную априорную информацию, включающую в себя данные как прямых, так и косвенных измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. — М.: Мир, 1965. — 424 с.
2. Селенева Е. С. Атмосферные аэрозоли. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 174 с.
3. Кондратьев К. Я. Влияние аэрозоля на перенос излучения, возможные климатические последствия. — Л.: Изд. ЛГУ, 1973. — 213 с.
4. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 120 с.
5. CIAP Monographs, 1—6, 1974. Draft Department of Transportation. Washington D. C.
6. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — Л.: Изд. ЛГУ, 1977. — 254 с.
7. *Глобальный аэрозольно-радиационный эксперимент (ГАРЭКС). — Обнинск, 1977. М., Гидрометеиздат, 1979. — 240 с.
8. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. О влиянии аэрозоля на перенос длинноволновой радиации в атмосфере. — Тр. ГГО, 1979, вып. 415, с. 65—70.
9. Ивлев Л. С. и др. Особенности структуры аэрозоля в промышленном районе г. Запорожья. — Тр. ГГО, 1974, вып. 314, с. 23—29.
10. Westwater E. R. Ground-based determination of temperature profiles by microwaves Thesis of Dissertation university of Colorado, USA, 1970, 17 p.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ТРОПОСФЕРНОГО ОЗОНА

Моделирование пространственно-временного распределения тропосферных малых составляющих в последнее время привлекает все возрастающее внимание ученых разных стран. Причем, если ранее предполагалось, что содержание озона и других малых газовых компонент в тропосферном воздухе полностью определяется динамическими процессами и разрушением его на земной поверхности [13], то после опубликования в 1972 г. работы Леви [16], содержащей основы фотохимической теории тропосферных газов, появилось много работ, в которых при моделировании вертикального распределения тропосферных газов учитывались как динамические, так и фотохимические процессы [9, 10, 11, 14].

В настоящей работе сделана попытка описать особенности вертикального распределения тропосферного озона с помощью одномерной самосогласованной фотохимической модели. Учитываемые в модельных вычислениях фотохимические реакции и константы их скоростей приведены в табл. 1. Схема реакций аналогична предложенной Леви [16], а в дальнейшем дополненной Чамейдесом и Уокером [9, 10]. Коэффициенты фотодиссоциации рассчитывались с учетом многократного рассеяния и альбедо подстилающей поверхности в аэрозольной атмосфере на базе численного решения уравнения переноса солнечного излучения с помощью метода удвоения [1].

При составлении уравнений баланса тропосферных малых газовых составляющих принималась во внимание их систематизация по временам жизни, проведенная Чамейдесом и Уокером [10] (табл. 2).

Вертикальные профили долгоживущих компонент рассчитывались по профилю плотности воздуха с использованием приведенных в табл. 2 постоянных отношений смеси.

Для среднеживущих малых газовых составляющих составлялось уравнение баланса для каждой рассматриваемой высоты:

$$\frac{\partial [X_i]}{\partial t} = P_i - D_i [X_i] + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z [M] \frac{\partial \mu_i}{\partial z} \right\} - \omega_i [M] \frac{\partial \mu_i}{\partial z}, \quad (1)$$

где $[X_i]$ — концентрация компоненты; t — время; z — высота над уровнем земной поверхности; P_i — скорость фотохимической продукции X_i ; $D_i [X_i]$ — скорость фотохимической деструкции X_i ; K_z — вертикальная компонента коэффициента турбулентности; $[M]$ — концентрация воздуха; $\mu_i = [X_i]/[M]$ — отношение смеси X_i ; ω_i — вертикальная компонента скорости. На всех высотах за исключением уровня земной поверхности принималось $\omega_i = 0$.

Тропосферные фотохимические реакции

№	Реакции	Константы скоростей
1a	$\text{CH}_4 + \text{OH} \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}_2\text{O}$	$2,35 \times 10^{-12} \exp(-1710/T)$
1b	$\text{CH}_4 + \text{O}(^1D) \rightarrow \text{CH}_3 + \text{OH}$	$1,3 \times 10^{+10}$
2	$\text{CH}_3 + \text{O}_2 + M \rightarrow \text{CH}_3\text{O}_2 + M$	$3,0 \times 10^{-32}$
3	$\text{CH}_3\text{O}_2 + \text{HO}_2 \rightarrow \text{CH}_3\text{OOH} + \text{O}_2$	$6,0 \times 10^{-12}$
4a	$\text{CH}_3\text{OOH} + \text{OH} \rightarrow \text{CH}_3\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-750/T)$
4b	$\text{CH}_3\text{OOH} \rightarrow \text{rainout}$	$5,0 \times 10^{-6}$
5	$\text{CH}_3\text{OOH} + h\nu \rightarrow \text{CH}_3\text{O} + \text{OH}$	—
6	$\text{NO} + \text{CH}_3\text{O}_2 \rightarrow \text{CH}_3\text{O} + \text{NO}_2$	$7,0 \times 15^{-12}$
7	$\text{CH}_3\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{CO} + \text{HO}_2$	$5,0 \times 10^{-13} \exp(-2000/T)$
8	$\text{H}_2\text{CO} + \text{OH} \rightarrow \text{HCO} + \text{H}$	—
10	$\text{H}_2\text{CO} + h\nu \rightarrow \text{HCO} + \text{H}$	—
11	$\text{H}_2\text{CO} + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{H}_2$	—
12	$\text{H} + \text{O}_2 + M \rightarrow \text{HO}_2 + M$	$3,0 \times 10^{-32} (273/T)^{1,3}$
13a	$\text{HCO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO} + \text{HO}_2$	$5,0 \times 10^{-12}$
13b	$\text{CO} + \text{OH} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}$	$1,35 \times 10^{-13} (1 + p_{\text{atm}})$
14	$\text{CO} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{OH}$	$1,0 \times 10^{-20}$
15	$\text{H}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H} + \text{H}_2\text{O}$	$1,2 \times 10^{-11} \exp(-2200/T)$
16	$\text{O}(^1D) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{OH}$	$2,3 \times 10^{-10}$
17	$\text{O}(^1D) + \text{H}_2 \rightarrow \text{H} + \text{OH}$	$9,9 \times 10^{-11}$
18	$\text{HO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$	$4,0 \times 10^{-11}$
19	$\text{OH} + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-550/T)$
20a	$\text{HO}_2 + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}_2 + \text{O}_2$	$2,5 \times 10^{-12}$
20b	$\text{H}_2\text{O}_2 + h\nu \rightarrow 2\text{OH}$	—
21	$\text{H}_2\text{O}_2 \rightarrow \text{rainout}$	$5,0 \times 10^{-6}$
22	$\text{H}_2\text{O}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{HO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	$1,0 \times 10^{-11} \exp(-750/T)$
23	$\text{HO}_2 + \text{NO} \rightarrow \text{OH} + \text{NO}_2$	$4,3 \times 10^{-12} \exp(200/T)$
24	$\text{OH} + \text{NO}_2 + M \rightarrow \text{HNO}_3 + M$	$1,2 \times 10^{-11}$
25a	$\text{OH} + \text{NO} + M \rightarrow \text{HNO}_2 + M$	$1,94 \times 10^{-12}$
25b	$\text{HNO}_3 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{NO}_2$	—
26	$\text{HNO}_3 + \text{OH} \rightarrow \text{NO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	$8,5 \times 10^{-14}$
27	$\text{HNO}_3 \rightarrow \text{rainout}$	$5,0 \times 10^{-6}$
28	$\text{HNO}_2 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{NO}$	—
29	$\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$	$1,1 \times 10^{-13} \exp(-2450/T)$
30	$\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	$2,3 \times 10^{-12} \exp(-1450/T)$
31	$\text{NO}_2 + h\nu \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	—
32	$\text{NO}_3 + \text{NO}_2 + M \rightarrow \text{N}_2\text{O}_5 + M$	$3,8 \times 10^{-12}$
33	$\text{NO}_3 + \text{NO} \rightarrow 2\text{NO}_2$	$2,0 \times 10^{-11}$
34	$\text{NO}_3 + h\nu \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}$	—
35	$\text{N}_2\text{O}_5 + h\nu \rightarrow \text{NO}_2 + \text{NO}_3$	—
36	$\text{O}_3 + h\nu \rightarrow \text{O}_2 + \text{O}$	—
37	$\text{O} + \text{O}_2 + M \rightarrow \text{O}_3 + M$	$1,1 \times 10^{-34} \exp(510/T)$
38	$\text{O}_3 + h\nu \rightarrow \text{O}(^1D) + \text{O}_2$	—
	$\text{O}(^1D) + M \rightarrow \text{O} + M$	$3,2 \times 10^{-11}$

Времена жизни тропосферных малых компонент [10]

Компонента	Время жизни	Объемное отношение смеси
Долгоживущие		
H_2	480 сут	$5 \cdot 10^{-7}$
CH_4	420 сут	$1,5 \cdot 10^{-6}$
CO	33 сут	$1,2 \cdot 10^{-7}$
Среднеживущие		
HNO_3	10 сут	
H_2O_2	1,2 сут	
CH_3OOH	0,4 сут	
NO_x	1,2 сут	
H_2CO	2,5 ч	
O_3	0,8 ч	
HNO_2	0,7 ч	
Маложивущие		
NO_2	250 с	
NO	160 с	
CH_3O_2	71 с	
HO_2	70 с	
N_2O_5	3,2 с	
NO_3	2,7 с	
OH	0,8 с	
CH_3O	0,12 с	
O	10^{-5} с	
$O(^1D)$	10^{-9} с	

Маложивущие компоненты предполагались находящимися в равновесии и для них уравнения баланса записывались в стационарном приближении.

В качестве граничных условий на уровне $z = 10$ км задавались потоки из стратосферы в соответствии с рекомендациями Фишмана и Крутцена [14], а на уровне земной поверхности задавались поверхностные эмиссии $S(X_i)$ и скорость разрушения на поверхности, которая в соответствии с предложениями Алдаса [5] параметризовалась введенном скорости осаждения $\omega_d(X_i)$. В результате поток компоненты на уровне $z = 0$ записывался в виде:

$$f(X_i) = -\omega_d(X_i) [X_i] + S(X_i). \quad (2)$$

Высотный профиль HNO_3 рассчитывался с использованием выдвинутой в [7] гипотезы о его подобии профилю водяного пара:

$$[\text{HNO}_3] = X[\text{H}_2\text{O}], \quad (3)$$

где для X принималось значение $4 \cdot 10^{-7}$ [11].

Концентрация водяного пара рассчитывалась по профилям влажности и температуры:

$$[\text{H}_2\text{O}] = \frac{217 \times r}{18 \times 6,67 \times 10^{-18}} \times 10^{9,4051 - 2353/T}, \quad (4)$$

где r — относительная влажность воздуха в долях единицы; T — температура воздуха в К.

Высотные профили температуры, концентрации и влажности воздуха брались из таблиц стандартной атмосферы [4, 15].

Система уравнений (1) — (4) решалась на ЭВМ БЭСМ-6 методом Рунге—Кутты с автоматическим выбором шага по времени и с шагом по высоте 1 км.

Для исследования влияния свойств подстилающей поверхности на высотное распределение озона использовались результаты исследований Алдаса [5] скоростей осаднения озона для континента, океана и снега и получившего для них значения 0,6; 0,04; 0,02 ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$) соответственно. В проведенных численных экспериментах скорость осаднения для озона варьировалась в пределах $0,02 \div 0,6$ ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$).

Изменяя параметры, определяющие условия турбулентного режима и обмена воздухом между стратосферой и тропосферой в соответствии с рекомендациями Фишмана и Крутцена [14] исследовалось влияние этих процессов на высотный профиль тропосферного озона.

Результаты численных экспериментов по исследованию влияния упомянутых выше процессов на высотное распределение концентрации тропосферного озона приведены на рис. 1. Видно, что при различных комбинациях параметров удалось получить три различных типа высотного профиля озона: с убывающей, возрастающей и остающейся практически постоянной концентрацией с высотой, что соответствует результатам самолетных измерений в течение ряда лет, проводимых в ЛГМИ В. В. Осечкиным [2].

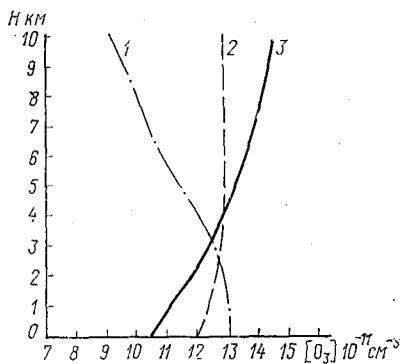


Рис. 1. Расчетные профили концентрации тропосферного озона при различных входных параметрах модели:

1 — $K_z = 2 \times 10^5 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, поток из стратосферы $F_{10} = 8 \times 10^{10} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, $\omega_d = 0,2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$; 2 — $K_z = 2 \times 10^5 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $F_{10} = 1,7 \times 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, $\omega_d = 0,2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$; 3 — $K_z = 1 \times 10^5 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $F_{10} = 1,7 \times 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, $\omega_d = 0,6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Кроме того, проведены численные эксперименты по исследованию влияния гетерогенных процессов на высотное распределение концентрации озона. До сих пор при моделировании фотохимических процессов в атмосфере учитывались лишь эффекты газозного химического взаимодействия и вымывания растворимых газов в облачных каплях. Исключением является лишь работа [6], где делается попытка учета гетерогенной декомпозиции озона на аэрозольных частицах. Проведенные на кафедре физики ЛГМИ эксперименты подтвердили важность такого процесса, а расчеты показывают, что скорость гетерогенного распада озона при встречающихся концентрациях аэрозоля в атмосфере, сравнима со скоростью деструкции в кислородном цикле. В нашей модели к традиционной схеме фотохимических реакций добавлялся гетерогенный распад озона со скоростью, определяемой соотношением

$$\left(\frac{d[O_3]}{dt}\right)_{\text{гет}} = -\frac{1}{4}\left(\frac{8RT}{\pi\mu}\right)^{1/2}\bar{A}\gamma[O_3], \quad (5)$$

где \bar{A} — удельная поверхность аэрозольных частиц; $\left(\frac{8RT}{\pi\mu}\right)^{1/2}$ — средняя тепловая скорость молекул O_3 ; γ — константа эффективности поверхностного взаимодействия; $[O_3]$ — концентрация озона.

Предполагаемый химический механизм:

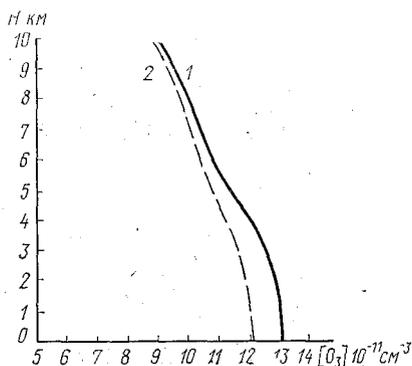
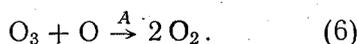
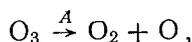


Рис. 2. Расчетные высотные профили озона без учета разрушения на аэрозоле (1) и с учетом разрушения на поверхности аэрозоля (2).

Добавление такого механизма позволило исследовать роль аэрозоля в балансе озона в тропосфере. Расчеты показывают, что значение аэрозольного цикла деструкции озона возрастает в нижней тропосфере, где важны фоновые концентрации аэрозоля, что и проиллюстрировано на рис. 2.

Результаты проведенных численных экспериментов показали

хорошее качественное и количественное соответствие модельных расчетов вертикального профиля тропосферного озона результатам наблюдений и подтвердили необходимость учета гетерогенных процессов в тропосфере для правильного описания пространственно-временных распределений малых газовых составляющих.

Авторы выражают свою признательность профессору В. Г. Морачевскому за привлечение их внимания к теме настоящего исследования и полезные консультации во время выполнения работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Звенигородский С. Г., Ивлев Л. С., Демьянников А. И. Сравнение некоторых алгоритмов решения уравнения переноса. — Тезисы докладов VI Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. Томск, 1981, т. 1, с. 197—200.
2. Звенигородский С. Г., Осечкин В. В. Фотохимическое моделирование различных типов вертикального распределения озона в тропосфере. — Тезисы докладов международного совещания по проблемам озона. Тбилиси, 1981, с. 12—13.
3. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 288 с.
4. Стандартная атмосфера. Параметры. ГОСТ 4401-73.
5. Aldaz L. Flux measurements of atmospheric ozone over land and water. — *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, № 28, 6943—6946.
6. Cadle R. D., Crutzen P., Ehhalt D. Heterogeneous chemical reactions in the stratosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, № 24, 3381—3385.
7. Chameides W. L. Tropospheric odd nitrogen and the atmospheric water vapor cycle. — *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, № 36, 4989—4996.
8. Chameides W. L., Liu S. C., Cicerone R. J. Possible variation in atmospheric methane. — *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, № 12, 1795—1798.
9. Chameides W. L., Walker J. C. G. A photochemical theory of tropospheric ozone. — *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, № 36, 8751—8760.
10. Chameides W. L., Walker J. C. G. A time—dependent photochemical model for ozone near the ground. — *J. Geophys. Res.*, 1976, 81, № 3, 413—420.
11. Chameides W. L., Stedman D. H. Tropospheric ozone: coupling transport and photochemistry. — *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, № 12, 1787—1794.
12. Crutzen P. J. Gas—phase nitrogen and methane chemistry in the atmosphere. — In: *Physics and chemistry of the Upper Atmosphere*. Mass., 1973, 110—124.
13. Fabian P. A theoretical investigation of tropospheric ozone and stratospheric—tropospheric exchange processes. — *Pure Appl. Geophys.*, 106—108, 1044—1057, 1973.
14. Fishman J., Crutzen P. J. A numerical study of tropospheric photochemistry using a one—dimensional model. — *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, № 37, 5897—5906.
15. International Standart ISO 2533 «Standart Atmosphere». Ref. NISO, 2533—1975 (E). Switzerland 1975.
16. Levy H. Photochemistry of the lower troposphere. *Planet. Space Sci.* 1972, 20, 919—935.

УДК 551.510.42

Е. Г. ГОЛОВИНА (ЛГМИ), Н. И. КОРЯГИНА (СКГМО)

АНАЛИЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ КРУПНОГО ПРОМЫШЛЕННОГО ГОРОДА

Одним из важных вопросов современности является проблема контроля и прогноза загрязнения атмосферы антропогенными примесями. В разработанных в ГГО им. А. И. Воейкова методах прог-

нозирования загрязнения городской атмосферы используется относительная характеристика загрязнения воздуха — параметр P , представляющий собой отношение числа измерений с существенно повышенной концентрацией примеси n (концентрация превышает 1,5 среднемесячных значений), к m — общему числу измерений концентрации примеси в течение одного дня на всех пунктах города. Параметр P меняется от 0 до 1, причем значение $P \geq 0,35$ соответствует высокой, $0,35 \geq P > 0,20$ — относительно повышенной и $P \leq 0,20$ — пониженной степени загрязнения атмосферы [2, 3].

По своему смыслу величина параметра P близка к первому члену разложения поля концентрации на естественные функции и позволяет связать степень загрязнения воздуха с метеорологическими факторами. Зависимость концентрации примесей от различных метеопараметров неоднозначна, поэтому при одинаковых выбросах степень загрязнения определяется комплексом метеорологических и синоптических условий.

В рассматриваемом промышленном городе преобладают низкие источники загрязнения, поэтому одним из определяющих факторов для процесса накопления и сохранения примесей в атмосфере являются приземные инверсии. В летний период времени повышенная концентрация загрязнения отмечается в стационарных антициклонах, на северной периферии южной депрессии или в малоградиентном барическом поле, когда наблюдаются слабые ветры и глубокие утренние инверсии. В зимнее время года периоды с наиболее высокими уровнями загрязнения воздуха формируются чаще всего в теплом секторе циклона, медленно перемещающегося с запада или юго—запада. В такой ситуации температура воздуха у земли повышается до 16—18°С в течение 3—4 дней, затем происходит резкое понижение температуры. Периоды высокого загрязнения при этом сопровождаются высокой температурой воздуха, формированием устойчивых приземных и приподнятых инверсий.

Исследование зависимости параметра P от скорости ветра показало, что $P > 0,2$ наблюдается при штиле (0—1 м/с), при скорости ветра 3—5 м/с (и наличии инверсии) и в летнее время года при больших скоростях ветра.

Для высоких источников выбросов повышенное загрязнение воздуха характерно для метеорологической ситуации со значительной неустойчивостью в приземном слое и устойчивой стратификацией в слое 0—500 м. Это означает наличие либо инверсии, либо задерживающего слоя над высоким источником загрязнения при интенсивном перемешивании на более низких уровнях.

Такие выводы были сделаны из анализа разности температур на уровне земли и на высоте 500 м (AT_{925}).

Сравнение параметра атмосферного загрязнения, рассчитанного по всем ингредиентам, с параметром P , рассчитанным для отдельных ингредиентов (SO_2 , NO_2 , пыль), показало, что P для газовых примесей значительно выше параметра загрязнения, рассчитанного

по всем примесям. Очевидно, основной вклад в фоновое загрязнение воздушного бассейна города вносят газовые примеси.

Таким образом, из всего сказанного можно сделать вывод, что одним из определяющих факторов повышенного загрязнения воздуха является стратификация атмосферы. Представляет интерес рассмотрение связи между параметром атмосферного загрязнения и параметром стратификации атмосферы. В качестве такого параметра мы рассмотрели параметр μ , который является одной из характеристик режима турбулентности в нижних слоях атмосферы [1].

Параметр стратификации в некоторой точке с заданным параметром Кориолиса $l = 2\omega \sin \varphi$ и параметром шероховатости z_0 есть величина

$$\mu = - \frac{g}{T} \frac{0,9 R}{l v_g^2 \chi^2 \rho c_p (1 + F)}, \quad (1)$$

где v — скорость геострофического ветра; T — средняя абсолютная температура воздуха; R — радиационный баланс деятельного слоя земли; ρ — плотность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при $p = \text{const}$; F — величина обратная параметру Боуэна. Из трех величин, определяющих μ , наибольшую трудность представляет определение параметра F , который является характеристикой увлажнения данного района. Физические соображения и статистическая обработка данных о потоках тепла в исследуемом районе позволяют аппроксимировать зависимость F при относительной влажности $r > 0,4$ прямой $F \approx 3(1-r)$, при $r \leq 0,4$ выражением вида $F = 4,2 r$.

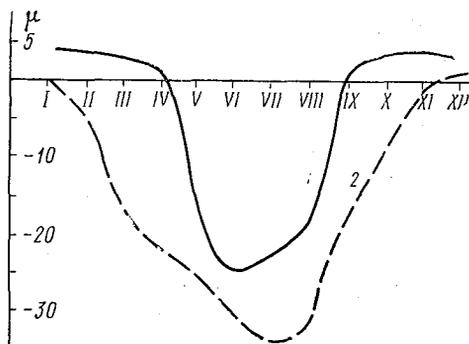


Рис. 1. Годовой ход параметра стратификации μ за 06 ч (1) и 15 ч (2).

На основе (1) при $z_0 = 3$ см и $\varphi = 47^\circ$ с. ш. была рассчитана номограмма, с помощью которой по известным R , v_g и F можно определить параметр стратификации μ . Значение $\mu > 0$ соответствует условию устойчивой, а значение $\mu < 0$ — неустойчивой стратификации атмосферы.

Расчет показал, что параметр стратификации μ имеет четко выраженный годовой ход (расчет проводили за пятилетний период в 15 и 06 часов (рис. 1)). Как видно значение параметра μ за 15 ча-

сов в среднем отрицательно в течение всего года, поскольку обычно к этому времени развиваются конвективные движения, атмосфера в 500-метровом слое в целом неустойчива.

Наибольшая изменчивость параметра μ наблюдается в летнее время года, когда пределы изменения параметра стратификации колеблются от -100 до 0 , т. е. стратификация атмосферы меняется от сильноустойчивой до безразличной. Зимой значения параметра μ колеблются от 20 до -1 , т. е. в зимнее время года атмосфера стратифицирована в целом устойчиво.

В ходе исследования выяснено, что параметр P хорошо согласуется с параметром μ в 06 часов; в результате получена зависимость между P_0 —параметром загрязнения атмосферы за преды-

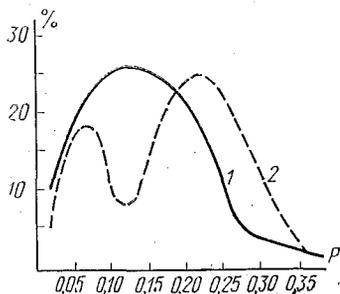


Рис. 2. Повторяемость параметра загрязнения P при $0 < P_0 \leq 0,20$; $-5 < \mu < 5$ (1) и $-35 < \mu < -5$ (2).

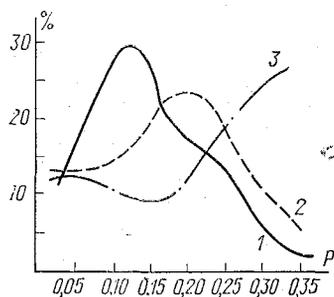


Рис. 3. Повторяемость параметра P при $0 < P_0 \leq 0,20$ и $-100 < \mu < -35$ (1); $5 < \mu < 15$ (2) и $\mu \geq 15$ (3).

дущие сутки, параметром стратификации μ в 06 часов и параметром P текущих суток. На рис. 2 и 3 представлена повторяемость различных градаций P при различной стратификации и P_0 в пределах $0 \div 0,20$. Если в предшествующий день наблюдалось пониженное загрязнение воздуха ($0 < P_0 \leq 0,20$), то при $-5 < \mu < 5$, т. е. при безразличной стратификации атмосферы, наибольшая вероятность сохранения пониженного уровня загрязнения в последующие сутки. Такая ситуация хорошо подтверждает действие инерционного фактора в метеорологических процессах.

При появлении неустойчивости ($-35 < \mu < -5$) в утренние часы распределение параметра P имеет два максимума в областях $0,05 \div 0,10$ и $0,20 \div 0,25$ (рис. 2). Это можно объяснить следующим: поскольку параметр μ характеризует стратификацию атмосферы во всем 500-метровом слое, наличие приземной инверсии скажется на изменении μ незначительно. Однако именно ее наличие способствует увеличению атмосферного загрязнения. При отсутствии же инверсии увеличение неустойчивости атмосферы приводит к ослаблению загрязнения атмосферного воздуха.

При сильно неустойчивой стратификации ($-100 < \mu \leq -35$) наибольшая повторяемость параметра P наблюдается в областях $0,05 \div 0,15$, т. е. в такой ситуации следует ожидать понижение загрязнения (рис. 3). Устойчивая стратификация ($5 \leq \mu < 15$) приводит к сдвигу максимума в распределении параметра загрязнения в область повышенных значений (рис. 3). Дальнейшее усиление устойчивости приводит к сильному загрязнению воздуха в последующие сутки. Таким образом, устойчивая атмосфера способствует накоплению и сохранению вредных примесей в атмосфере, при этом наибольшая повторяемость наблюдается для $P > 0,35$.

На рис. 4 и 5 представлены повторяемости параметра загрязнения в текущие сутки P при различной стратификации в утренние часы и при относительно повышенном уровне загрязнения в предыдущие сутки ($0,20 < P_0 \leq 0,35$).

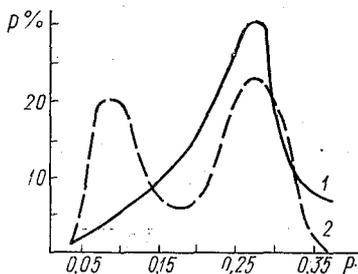


Рис. 4. Повторяемость параметра P при $0,20 < P_0 \leq 0,35$; $-5 \leq \mu < 5$ (1) и $-35 < \mu < -5$ (2).

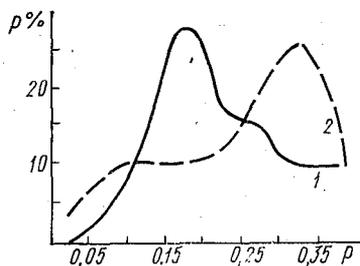


Рис. 5. Повторяемость параметра P при $0,20 < P_0 \leq 0,35$ и $-100 < \mu < -35$ (1) и $\mu > 5$ (2).

Так же как и в первом случае, безразличная стратификация атмосферы в утренние часы способствует сохранению данного уровня загрязнения, т. е. и в данной ситуации подтверждается действие инерционного фактора.

Усиление неустойчивости атмосферы приводит к раздвоению максимума повторяемости параметра P в области пониженного и повышенного уровней загрязнения атмосферы, т. е. в области $0,05-0,15$ и $0,25-0,30$ соответственно. При сильной неустойчивости в утренние часы наблюдается некоторое уменьшение уровня загрязнения, максимум повторяемости параметра P приходится на области $0,15-0,20$ (рис. 5).

При устойчивой стратификации происходит сдвиг наибольшей повторяемости параметра P в область повышенных значений уровня загрязнения (рис. 5).

Как видно из рис. 6, если в предшествующий день наблюдалось сильное загрязнение воздуха, то его следует ожидать и на текущий день при безразличной стратификации атмосферы в утренние часы.

Смещение параметра μ в область отрицательных значений, т. е. дальнейшее усиление неустойчивости приводит к таким же изменениям в распределении повторяемости параметра загрязнения P , как и в предыдущих двух случаях — появление и усиление неустойчивости атмосферы в утренние часы вызывает уменьшение уровня загрязнения атмосферы, наличие приземных инверсий создает благоприятные условия для формирования повышенного уровня загрязнения. Этим объясняется наличие двух максимумов в распределении повторяемости параметра P .

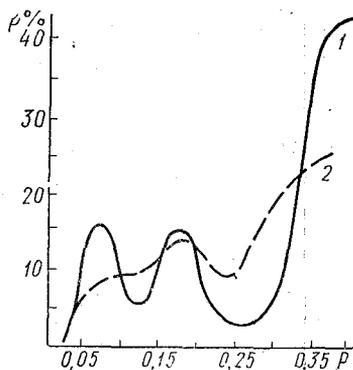


Рис. 6. Повторяемость параметра P при $P_0 > 0,35$ и $-5 < \mu < 5(1)$ и $-35 < \mu < -5(2)$.

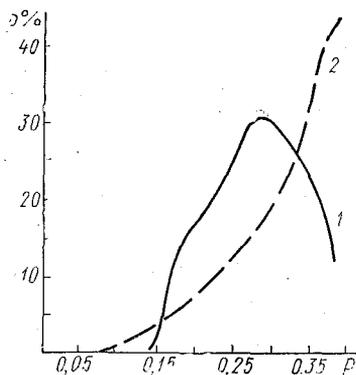


Рис. 7. Повторяемость P при $P_0 > 0,35$ и $-100 < \mu < -35(1)$ и $\mu > 5(2)$.

Наиболее сильное загрязнение воздуха отмечается при устойчивой стратификации ($\mu > 15$), в этом случае повторяемость для $P > 0,35$ наибольшая (рис. 7).

Таким образом, знание значения параметра стратификации μ в утренние часы и параметра загрязнения P_0 за предыдущие сутки дает возможность оценить загрязнение атмосферы в последующие сутки. Разработка прогноза параметра стратификации μ на длительные сроки позволит определить потенциально-возможное загрязнение атмосферы промышленного города.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобылева И. М. Расчет характеристик турбулентности в планетарном слое атмосферы. — Труды ЛГМИ, 1970, вып. 40, с. 3—63.
2. Сонькин Л. Р. Некоторые возможности прогноза содержания примесей в городском воздухе. — Труды ГГО, 1971, вып. 254, с. 121—132.
3. Методические указания по прогнозу загрязнения воздуха в городах. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 79 с.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ В НИЗКИХ ШИРОТАХ

1. Своеобразие атмосферных процессов, развивающихся вблизи экватора, и их влияние на погодообразующие процессы других широт уже давно привлекают пристальное внимание отечественных и зарубежных ученых. Так, еще в 1953 г. вышла в свет книга Г. Рила [13], сыгравшая большую роль в развитии различных аспектов тропической метеорологии. В последнее десятилетие достигнуты определенные успехи в исследовании динамики экваториальной зоны. Результаты этих исследований обобщены, в частности, в монографии Е. М. Добрышмана [6], в которой приведена также обширная библиография. Однако пространственно-временная структура метеорологических полей в низких широтах как у земли, так и на высотах изучена еще недостаточно. В значительной мере это объясняется редкой и крайне неравномерной сетью станций в тропическом поясе Земли и короткими рядами наблюдений [14]. Указанные обстоятельства создают большие трудности для проведения статистических проработок и объективного анализа текущей информации, необходимой для численного прогнозирования. Поэтому в настоящее время по-прежнему весьма важной задачей остается получение надежных данных о зависимости корреляции от расстояния и времени в полях различных метеорологических величин вблизи экватора. Требуют разрешения и такие задачи, как оптимальная пространственная и временная дискретизация метеорологических наблюдений, являющиеся составной частью задачи о рациональном планировании станций.

2. В данной работе обсуждаются некоторые результаты исследования временной и пространственной статистической макроструктуры приземного барического поля в низких широтах, полученные с помощью корреляционного анализа и метода эмпирических ортогональных функций [1].

Областью исследования послужила территория, ограниченная меридианами 40° з. д. и 20° в. д. и параллелями 25° с. ш. и 15° ю. ш., так что ее центром является метеорологический экватор, т. е. ось экваториальной депрессии, проходящая на средних годовых картах давления примерно по 5° с. ш. и совпадающая с термическим экватором. Указанная область полностью включает в себя экваториальный пояс атмосферы, ширина которого, согласно «астрономическим» и «динамическим» оценкам, составляет 400—600 км по каждую сторону от географического экватора Земли [6].

Исходная информация о приземном давлении задавалась для января — декабря за период с 1969 по 1978 гг. в 33 точках (рис. 1) за 0 часов по Гринвичу с интервалом в трое суток (в феврале через двое-трое суток), так чтобы число временных реперов t_k ($k = 0, 1, \dots, 9$) в течение каждого месяца было равно 10. Таким образом, выборки для всех месяцев включают по 100 полей давления за 10 лет. Исходные данные снимались путем интерполяции

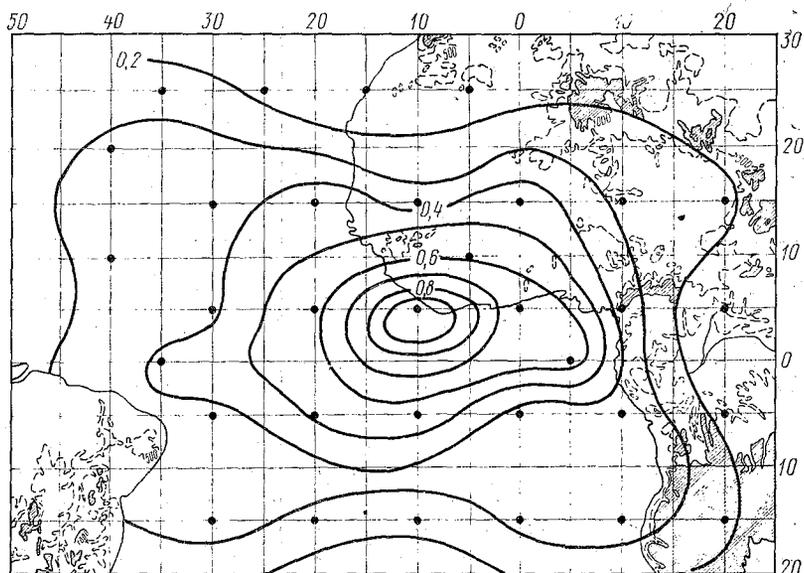


Рис. 1. Поле изокоррелят приземного давления в низких широтах в феврале.

на глаз с изобар в узлы расчетной сетки. При этом использовались приземные синоптические карты тропической зоны, составляемые ежедневно в Гидрометцентре СССР. Эту часть работы выполнили сотрудники НИС ЛГМИ по руководству Р. В. Петуховой и дипломник Билл Коджо Ахлин.

Первый этап исследования заключался в построении пространственных корреляционных матриц

$$\| M \| = \begin{pmatrix} \mu_{1,1} & \mu_{1,2} & \dots & \mu_{1,m} & \dots & \mu_{1,s} & \dots & \mu_{1,N} \\ \mu_{2,1} & \mu_{2,2} & \dots & \mu_{2,m} & \dots & \mu_{2,s} & \dots & \mu_{2,N} \\ \mu_{m,1} & \mu_{m,2} & \dots & \mu_{m,m} & \dots & \mu_{m,s} & \dots & \mu_{m,N} \\ \dots & \dots \\ \mu_{s,1} & \mu_{s,2} & \dots & \mu_{s,m} & \dots & \mu_{s,s} & \dots & \mu_{s,N} \\ \dots & \dots \\ \mu_{N,1} & \mu_{N,2} & \dots & \mu_{N,m} & \dots & \mu_{N,s} & \dots & \mu_{N,N} \end{pmatrix} \quad (1)$$

для каждого месяца года. В (1) приняты следующие обозначения: $m, s = 1, 2, \dots, N$ — номера расчетных точек в двумерном пространстве (x, y) ; N — общее число точек; $\mu_{m, s}$ — корреляционные моменты, оцениваемые по формуле

$$\mu_{m, s} = \mu(\vec{r}_m, \vec{r}_s) = \mu(\rho) = \frac{[f(\vec{r}_m) - \bar{f}(r_m)] \cdot [f(\vec{r}_s) - \bar{f}(r_s)]}{\sqrt{[f(\vec{r}_m) - \bar{f}(r_m)]^2} \cdot \sqrt{[f(\vec{r}_s) - \bar{f}(r_s)]^2}} \quad (2)$$

где \vec{r}_m и \vec{r}_s — радиусы-векторы m -й и s -й точек; ρ — расстояние между названными точками.

На втором этапе определялось семейство эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) горизонтальных координат, являющихся собственными векторами пространственных корреляционных матриц. С целью исключения влияния годового хода на расчет матриц, разложение совокупности полей давления в ряд по ЭОФ проводилось для каждого месяца отдельно, т. е. по своему базису. Как следует из [9], указанный выше объем выборок с учетом размерности пространства ($N = 33$) вполне достаточен для надежного определения форм ЭОФ.

Все расчеты выполнялись нами на ЭВМ «БЭСМ-4» с помощью программ [7, 10].

3. Для исследования пространственной и временной структуры естественных колебаний и прогноза барических полей с некоторой заблаговременностью важно выделить погодообразующие компоненты циркуляции и отфильтровать непредсказуемые мелкомасштабные возмущения. С этой целью проведем анализ точности сходимости рядов разложения по ЭОФ и получим эмпирические оценки инерционности естественных колебаний.

Согласно теории метода ЭОФ, вклад каждого естественного колебания в общую (суммарную) дисперсию исходной информации (α_j) определяется величиной соответствующего собственного числа (λ_j) пространственной корреляционной матрицы:

$$\alpha_j = \left(\lambda_j / \sum_{j=1}^N \lambda_j \right) \cdot 100\%, \quad (3)$$

где $j = \overline{1, N}$ — порядковый номер членов аппроксимирующего ряда.

Доля общей дисперсии, описываемая суммой n слагаемых ряда, находится по формуле

$$\beta_j = \left(\sum_{j=1}^n \lambda_j / \sum_{j=1}^N \lambda_j \right) \cdot 100\%. \quad (4)$$

Оценка точности сходимости рядов разложений полей давления по ЭОФ

Таблица 1

j	январь		февраль		март		апрель		май		июнь	
	α_j	β_j										
1	25,6	25,6	34,2	34,2	30,2	30,2	19,6	19,6	19,1	19,1	28,1	28,1
2	12,8	38,4	9,5	43,7	11,8	42,0	9,7	29,3	7,2	26,3	8,0	36,1
3	9,1	47,5	6,4	5,1	6,8	48,8	8,5	37,8	6,7	33,0	6,2	42,3
4	6,1	53,6	5,6	55,7	5,7	54,5	7,2	45,0	6,1	39,1	5,5	47,8
5	5,5	59,1	4,8	60,5	4,7	5,2	6,2	51,2	5,9	45,0	5,2	53,0
6	4,5	63,6	4,2	64,7	4,0	63,2	4,6	55,8	4,9	49,9	4,8	57,8
7	4,0	67,6	3,2	67,9	3,7	66,9	4,5	60,3	4,3	54,2	4,1	61,9
8	3,5	71,1	2,8	70,7	3,3	70,2	3,6	63,9	3,9	58,1	3,4	65,3
9	3,2	74,3	2,7	73,4	3,0	73,2	3,5	67,4	3,6	61,7	3,2	68,5
10	2,9	77,2	2,5	75,9	2,8	76,0	3,3	70,7	3,4	65,1	2,9	71,4
j	июль		август		сентябрь		октябрь		ноябрь		декабрь	
	α_j	β_j										
1	24,3	24,3	26,5	26,5	25,1	25,1	27,0	27,0	21,6	21,6	17,7	17,7
2	9,2	33,5	10,7	37,2	8,3	33,4	8,0	35,0	8,9	30,5	11,0	28,7
3	7,6	41,1	7,5	41,7	6,6	40,0	7,5	42,5	7,9	38,4	6,9	35,6
4	5,9	47,0	6,3	51,0	6,1	46,1	6,2	48,7	6,6	45,0	6,0	41,6
5	4,7	51,7	4,5	55,5	5,3	51,4	5,4	54,1	5,2	50,2	5,5	47,1
6	4,4	56,1	4,3	59,8	4,4	55,8	4,8	58,9	4,8	55,0	4,4	51,5
7	4,2	60,3	4,1	63,9	4,3	60,1	4,0	62,9	4,3	59,3	4,2	55,7
8	3,8	64,1	3,9	67,8	4,1	64,2	3,7	66,6	4,0	63,3	3,9	59,6
9	3,3	67,4	3,7	71,5	3,5	67,7	3,6	70,2	3,5	66,8	3,6	63,2
10	3,2	70,6	2,9	74,4	3,2	70,9	2,9	73,1	3,4	70,2	3,5	66,7

Результаты оценки точности сходимости выполненных разложений помещены в табл. 1. Если предположить, следуя [9], что естественные колебания, описывающие менее 5% общей дисперсии ($\alpha_j \leq 5\%$), являются «метеорологическим шумом», то, очевидно, во всех месяцах можно ограничиться анализом полей первых 4—5 ЭОФ $X_{j,i}(x_i, y_i)$ — горизонтальные координаты расчетных точек) и соответствующих коэффициентов разложения $a_j(t_k) = a_{i,k}$, несущих информацию о размахе естественных колебаний при переходе от одного поля (срока t_k), включенного в выборку, к другому.

Из табл. 1 видно, что наиболее существенный вклад в общую дисперсию разложения вносит первое, самое крупномасштабное в пространственном отношении, колебание (см. параметр α_1) для марта (30,2%), июня (28,1%) и октября (27,0%). Значительно меньше его вклад в декабре (17,7%), апреле (19,6%) и мае (19,1%). Вклад пятого колебания в ряде месяцев (февраль, март, июль) оказывается уже заметно меньше 5%. Начиная с $j = 6$, во всех месяцах года величина $\alpha_j < 5\%$. Первые пять членов ряда описывают (см. параметр β_5) заметно большую часть общей дисперсии в январе (59,1%), феврале (60,5%) и марте (59,2%), чем в апреле (51,2%), мае (45,0%), июне (51,7%), сентябре (51,4%), ноябре (50,2%) и декабре (47,1%). Приведенные значения β_5 показывают, в частности, что не во всех месяцах можно отфильтровать сравнительно мелкомасштабные колебания при $j \geq 5$, поскольку в этом случае не будет описана большая часть общей дисперсии. Кроме того, нет оснований отбрасывать указанные возмущения еще и потому, что при увеличении порядкового номера j имеет место монотонное убывание дисперсии α_j . В самом деле не ясно, почему, например, в феврале четвертое колебание надо учитывать, так как $\alpha_5 = 5,6\%$, а пятое колебание, описывающее 4,8% общей дисперсии, нет. Очевидно, что при монотонной сходимости ряда (и не только в этом случае) критерий $\alpha_j \geq 5\%$ является недостаточно корректным для фильтрации «шумов». Представляется целесообразным поэтому принимать во внимание и время релаксации τ_j естественных колебаний. Заметим также, что учет τ особенно важен при формировании архивов виртуальных предикторов и предиктантов из параметров $a_{i,k}$ для физико-статистических схем прогноза в двух аспектах. С одной стороны, зная τ_j , можно ориентировочно указать, на какой срок имеет смысл прогнозировать то или иное колебание [11, 12]. С другой стороны, учет τ_j является дополнительным средством отбраковки ложных статистических связей, которые могут возникнуть при сопоставлении рядов значений величин, относящихся к процессам существенно различных временных масштабов [15]. Думается, что такая фильтрация «шумов» может оказаться эффективной и при подготовке исходной информации для численных схем прогноза. Однако в этом случае исследователь неизбежно столкнется по крайней мере с двумя трудностями. Первая из них заключается в необходимости подготовки выборок исходных данных больших объемов в узлах регулярной

сеточной области, чтобы можно было строго обосновать статистические выводы относительно ЭОФ. Вторая трудность — определение собственных чисел λ_j и собственных значений $X_{j,l}$ (или $X_{j,i,m}$, где m — номер уровня по вертикали) корреляционных матриц больших размерностей. С этой целью, кроме вычислительного алгоритма, описанного в [9], можно воспользоваться также экономичным итерационным методом [17] и другими. Если размерность корреляционной матрицы окажется больше, чем объем выборки, то целесообразно использовать рекомендации, изложенные в [18].

4. Время релаксации естественных колебаний может быть определено с помощью временной автокорреляционной функции $R_j(t_k)$ соответствующих коэффициентов разложения $a_{j,k}$. Для этого в [16] строилась нижняя 5%-ная доверительная граница автокорреляции,

т. е. кривая $z - 2\sigma_z$, где $z = 0,5 \ln \frac{1+R}{1-R}$ — параметр Фишера, а σ_z —

теоретическая среднеквадратическая ошибка его, определяемая только объемом выборки. В упомянутой работе за время релаксации принималось такое значение τ_j , при котором нижняя доверительная граница автокорреляции первый раз в течение месяца, т. е. в ряду от 0 до 27 суток соответствовала значению $z - 2\sigma_z \leq 0$. Такие оценки τ_j мы получили по автокорреляционным функциям первых пяти параметров для всех месяцев года. Эти оценки приведены в табл. 2, из анализа которой можно сделать следующие выводы:

а) некоторые сравнительно мелкомасштабные естественные колебания существуют в низких широтах значительно дольше, чем крупномасштабные. Связь между вкладом естественного колебания в общую дисперсию и временем его релаксации неоднозначна (см., например, τ_5 и τ_2 в апреле, τ_4 и τ_2 в мае, τ_3 и τ_1 в ноябре, τ_5 и τ_1 в декабре и другие);

б) чем меньше точность сходимости ряда разложения по ЭОФ, тем дольше могут существовать мелкомасштабные возмущения с высокими порядковыми номерами (см., например, апрель, май, декабрь);

в) 5%-ный уровень значимости автокорреляции $R_j(t_k)$ является весьма жестким критерием для определения τ_j . Действительно, если исходить из того, что время релаксации процессов, описываемых предиктантами $a_{j,k}$, не должно превышать заблаговременность прогнозов, то во многих месяцах второе естественное колебание приходится исключить из рассмотрения даже при прогнозе на третьи сутки. Однако в таком случае учитываемые ЭОФ будут описывать недостаточную «накопленную дисперсию» $\beta_{j,i}$, а «восстановленные» по ним поля будут отражать лишь чрезвычайно сглаженные крупномасштабные особенности. Для более детализированного прогноза в число предиктантов (и предикторов) необходимо включать параметры разложения с более высокими порядковыми номерами, оценивая время релаксации процессов с помощью более мягкого критерия значимости автокорреляции либо ориентируясь на радиус ее действия τ_d .

Оценка параметров

Месяц	$R_1(t_k)$			$R_2(t_k)$			τ_3
	τ_1	τ_d	\bar{R}_1	τ_2	τ_d	\bar{R}_2	
январь	12	21	0,359	3	≥ 27	0,189	6
февраль	21	≥ 27	0,387	21	24	0,436	1
март	3	≥ 27	0,186	9	≥ 27	0,234	3
апрель	12	≥ 27	0,209	3	≥ 27	0,261	9
май	18	≥ 27	0,341	1	12	0,186	3
июнь	15	≥ 27	0,257	3	≥ 27	0,095	1
июль	9	≥ 27	0,408	3	≥ 27	0,041	6
август	9	18	0,215	3	≥ 27	0,112	1
сентябрь	3	24	0,100	1	≥ 27	0,102	1
октябрь	15	≥ 27	0,384	3	15	0,290	15
ноябрь	3	18	0,166	3	≥ 27	0,421	6
декабрь	3	18	0,149	1	27	0,103	3

Таблица 2

 τ_j, τ_d и \bar{R}_j

$R_3(t_k)$		$R_4(t_k)$			$R_5(t_k)$		
τ_d	\bar{R}_3	τ_4	τ_d	\bar{R}_4	τ_5	τ_d	\bar{R}_5
≥ 27	0,289	1	≥ 27	0,205	1	21	0,061
18	0,126	1	15	0,040	9	≥ 27	0,141
≥ 27	0,203	1	24	0,056	1	≥ 27	0,070
27	0,288	6	≥ 27	0,307	18	24	0,429
≥ 27	0,217	9	21	0,237	1	≥ 27	0,258
15	0,209	1	≥ 27	0,148	3	≥ 27	0,198
24	0,209	1	≥ 27	0,127	1	24	0,101
≥ 27	0,065	1	≥ 27	0,112	1	≥ 27	0,034
≥ 27	0,148	3	≥ 27	0,108	1	≥ 27	0,092
≥ 27	0,425	1	12	0,041	3	12	0,185
21	0,198	3	21	0,170	1	24	0,147
≥ 27	0,135	3	≥ 27	0,244	6	≥ 27	0,230

Учитывая особенности исходных данных, имевшихся в нашем распоряжении, мы определяли τ_d лишь для дат, кратных трем суткам. Оценки τ_d приведены в табл. 2. Там же указаны средние значения коэффициентов автокорреляции \bar{R}_j в течение интервала времени $\tau_0 \div \tau_d$. Параметры R_j содержат информацию о связи начального состояния j -го естественного колебания с его последующими состояниями, а τ_d представляет собой эмпирическую оценку инерционности данного возмущения. Целесообразность учета названных параметров при формировании совокупности предиктантов и предикторов не вызывает сомнения. Так, в работах [11, 12] с помощью статистических экспериментов показано, что учет τ_d приводит к заметному повышению качества среднесрочных физико-статистических прогнозов.

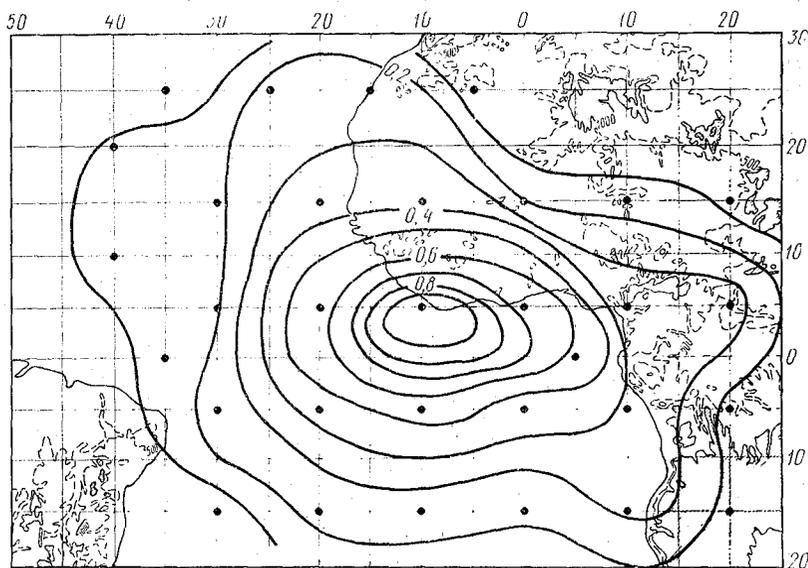


Рис. 2. Поле изокоррелят приземного давления в низких широтах в августе.

5. Наличие ансамбля значений корреляционных моментов $\mu_{m,s}$ позволило изучить возможность применения гипотезы локальной однородности и изотропности к полю давления в низких широтах. С этой целью были построены поля изокоррелят для января — декабря (см., например, рис. 1 и 2). «Полюсом» области исследования послужил ее географический центр — точка с координатами 10° з. д. и 5° с. ш. Анализ полей изокоррелят показал следующее.

Поле приземного давления в рассматриваемом широтном поясе можно считать однородным и изотропным лишь в диапазоне

расстояний $0 \div 600$ км, что несколько меньше, чем в умеренных широтах, где по данным В. И. Мартемьянова [8] рассматриваемое расстояние составляет 800 км. До $\rho \approx 2000 \div 2500$ км можно говорить об относительной однородности и изотропности. На больших расстояниях наблюдается заметная анизотропия барического поля, особенно на расстояниях, превышающих 3500 км. Причем большая полуось эллипсоидов изокоррелят в течение всего года ориентирована в зональном направлении и практически совпадает со среднегодовым положением оси экваториальной депрессии. Мы разделяем точку зрения, высказанную в [4], о том, что применение гипотезы локальной однородности и изотропности при вычислении пространственной корреляционной функции и на больших расстояниях позволяет оценить в первом приближении значения $\mu(\rho)$ и получить правильное представление о статистической структуре поля метеорологического элемента. Уточнения оценок $\mu(\rho)$ для $\rho \geq 3000-3500$ км можно, по-видимому, добиться на основе предложенной в [2] процедуры согласования структурной и ковариационной функций.

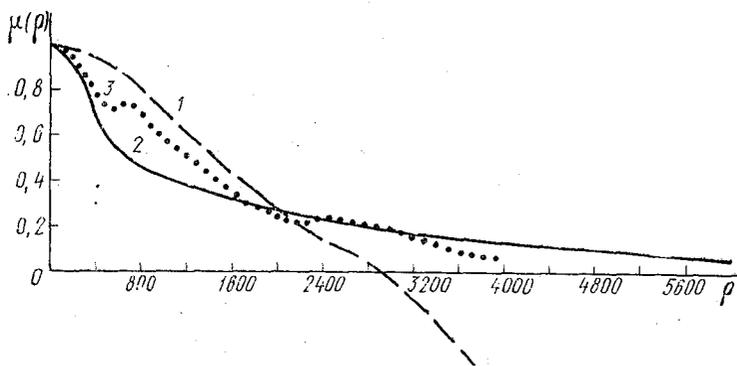


Рис. 3. Автокорреляционные функции приземного давления: 1 — в умеренных широтах [3]; 2 и 3 — в низких широтах соответственно по данным автора и Е. М. Добрышмана [5].

На рис. 3 приведены графики корреляционной функции приземного давления в умеренных 1 и низких 2 широтах. Значения первой функции заимствованы нами из [3], а в качестве второй используются результаты осреднения совокупности корреляционных моментов, полученных нами между каждой парой узлов расчетной сетки за все месяцы года и сгруппированных по 35 градациям расстояния. Для уточнения оценок $\mu(\rho)$ при небольших расстояниях (до 500 км) мы использовали данные наблюдений за январь и июль на 6 и 7 метеостанциях, расположенных на атлантическом побережье Африки и Южной Америки соответственно. Указанную информацию удалось собрать (к сожалению, с весьма частыми пропусками) лишь за 5 лет (1974—1978 гг.), поэтому оценки $\mu(\rho)$ для $\rho \leq 500$ км следует рассматривать как приближенные.

Из рис. 3 видно, что автокорреляционные функции 1 и 2 резко отличаются друг от друга. В частности, в то время, как функция 1 на расстоянии порядка 2900 км меняет знак, достигая минимума при $\rho \approx 3800$ км, функция 2 сохраняет положительные значения вплоть до $\rho = 6000$ км. Заметим кстати, что в работе [5] указывается на наличие положительной корреляции в поле геопотенциала H_{1000} в низких широтах до $\rho = 4000-5000$ км. Станции, информация которых использовалась при этом, расположены в широтном поясе $0 \div 20^\circ$ с. ш., ограниченном меридианами 75° и 175° в. д. Различно поведение функций 1 и 2 и при малых расстояниях: оценки функции 2 убывают вначале существенно быстрее, чем функции 1. Эта особенность была подмечена также и в [5]. Автокорреляционную функцию H_{1000} , приведенную в [5], мы нанесли на рис. 3 точками (кривая 3). Видно, что функции 2 и 3 хорошо согласуются при $\rho \geq 1500$ км. Указанный факт в определенной мере свидетельствует о хорошем качестве синоптических карт тропической зоны, составляемых в ГМЦ СССР. При $\rho < 1500$ км функции имеют заметные различия, что, по-видимому, может быть объяснено физико-географическими особенностями районов исследования.

Таким образом, результаты данной работы свидетельствуют о существенно различной статистической макроструктуре приземного барического поля в разных широтных поясах Земли и о невозможности использования автокорреляционных функций, полученных для умеренных широт, при объективном анализе исходной информации в тропической зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Гандин Л. С., Мелешко В. П., Мещерская А. В. О применении универсальных цифровых машин для исследования статистической структуры метеорологических полей. — Тр. ГГО, 1963, вып. 143, с. 113—129.
3. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 287 с.
4. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 359 с.
5. Добрышман Е. М. Исследование статистических характеристик поля давления в низких широтах и определение движения по полю давления в экваториальной области. — Тр. ММЦ, 1965, вып. 7, с. 107—122.
6. Добрышман Е. М. Динамика экваториальной атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 287 с.
7. Журавлева Е. Б., Каган Р. Л., Поляк И. И. Вычисление автокорреляционных и взаимных корреляционных функций по нескольким реализациям случайного процесса. — Тр. ГГО, 1971, вып. 289, с. 20—28.
8. Мартемьянов В. И. Об анизотропности корреляционных функций поля геопотенциала давления. — Тр. САНИГМИ, 1969, вып. 40 (55), с. 89—100.
9. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 199 с.

10. Поляк И. И., Мещерская А. В., Яковлева Н. И. Вычисление главных компонент системы случайных функций. — Тр. ГГО, 1971, вып. 289, с. 11—19.

11. Репинская Р. П. О прогнозе приземного барического поля на несколько дней. — Метеорология и гидрология, 1978, № 11, с. 46—53.

12. Репинская Р. П. Среднесрочный прогноз H_{500} физико-статистическим методом. — Метеорология и гидрология, 1980, № 11, с. 34—41.

13. Риль Г. Тропическая метеорология. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. — 367 с.

14. Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 175 с.

15. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 27 с.

16. Яковлева Н. И., Репинская Р. П., Гурлева К. А. К определению связности процессов во времени и ее сезонные особенности. — Тр. ГГО, 1968, вып. 201, с. 52—59.

17. Fukunaga K., Koontz W. L. G. Representation of random processes using the finite Karhunen—Loève expansion. — Inform. and Control, 1970, vol. 16, No 1.

18. Hirose M., Kutzbach J. E. An alternative method for eigenvector computation. — J. Appl. Meteorol., 1969, vol. 8, No 4.

УДК 551.5 : 681.3

А. А. МАКОСКО, Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ)

ОБ ОДНОМ ЭФФЕКТИВНОМ АЛГОРИТМЕ ИНИЦИАЛИЗАЦИИ

В последние годы достигнуты определенные успехи в области численного предсказания погоды и моделирования общей циркуляции атмосферы. Согласно существующим в настоящее время представлениям дальнейшее улучшение качества численных прогнозов будет зависеть от ряда факторов, в частности от повышения точности и инициализации начальных данных, уменьшения ошибок аппроксимации производных по пространству и времени, увеличения пространственного разрешения, уточнений параметризации физических процессов подсеточного масштаба и граничных условий.

Из названных факторов в данной работе исследуется динамическая инициализация начальных данных.

Динамическая инициализация, выполняемая с помощью численной модели, уравнения которой представлены конкретными разностными схемами с определенным разрешением по пространству и времени, позволяет производить фильтрацию мелкомасштабных возмущений, обеспечивает взаимное сбалансирование начальных полей, приспособление их к численной схеме и тем самым способствует повышению качества численных прогнозов.

Физические процессы такие как радиация, фазовые переходы воды, турбулентная диффузия и конвекция формируют источники и стоки энергии в атмосфере, а поэтому они должны быть учтены в численных моделях прогнозов. Однако из-за ограниченного пространственного разрешения используемых сеточных методов или усеченности разложений по ортогональным функциям в спектральных моделях детальное описание этих процессов невозможно, так как они оказываются подсеточными. В связи с этим возникает необходимость совокупного учета влияния такого рода процессов в терминах крупномасштабных переменных, рассчитываемых в моделях на сетке или с помощью усеченных разложений без детального описания реальных процессов, которое принято называть параметризацией физических процессов подсеточного масштаба. Вполне естественно, что качество такого рода параметризаций, помимо физической модели подсеточных процессов, будет зависеть и от точности и согласованности начальных данных для крупномасштабных переменных, используемых в моделях прогноза или общей циркуляции.

Ниже рассматривается построение алгоритма ускорения сходимости итерационной процедуры инициализации. Приведены результаты численных экспериментов, полученных с помощью пространственной прогностической модели по полным уравнениям.

Для системы уравнений

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F, \quad (1)$$

где X и $F = F(X)$ — некоторые вектор и матрица в области Ω с границей Γ , рассмотрим итерационную процедуру инициализации на основе схемы:

$$\left. \begin{aligned} X^{(1)} &= X^{(v)} + F^{(v)} \cdot \delta t, \\ X^{(2)} &= X^{(1)} - F^{(1)} \cdot \delta t, \\ X^{(v+1)} &= (N + 1) X^{(v)} - N X^{(2)}, \\ X^{(v+1)}|_{\Gamma} &= \psi, \\ X^{(0)} &= \psi_0. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Здесь v — номер итерационного цикла; $X^{(1)}$, $F^{(1)}$ — значения X и F в момент времени $t + \delta t$; $X^{(2)}$, $F^{(2)}$ — предварительные значения X и F в момент t ; δt — шаг по времени; N — число, подлежащее определению; ψ_0 — задано так, что на границе выполняется $\psi_0|_{\Gamma} = \psi$.

Заметим, что при $N = 2$ схема (2) есть схема Окамура [3].

Пусть \bar{X} — точное значение X в момент времени t . Тогда разность $\epsilon^{(v)} = X^{(v)} - \bar{X}$ будет характеризовать погрешность решения

на ν -ом цикле. Из формул (1), (2) легко получить для погрешности разностную задачу

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon^{(1)} &= \varepsilon^{(\nu)} + \frac{\partial \varepsilon^{(\nu)}}{\partial t} \cdot \delta t, \\ \varepsilon^{(2)} &= \varepsilon^{(1)} + \frac{\partial \varepsilon^{(1)}}{\partial t} \cdot \delta t, \\ \varepsilon^{(\nu+1)} &= (N+1)\varepsilon^{(\nu)} - N\varepsilon^{(2)}, \\ \varepsilon^{(\nu+1)}|_r &= 0, \\ \varepsilon^{(0)} &= X^{(0)} - \psi_0. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Представим погрешность $\varepsilon^{(\nu)}$ в виде

$$\varepsilon^{(\nu)} = \sum_{(s)} \varepsilon_s^{(\nu)} e^{-i\sigma_s t}, \quad (4)$$

где $\sigma_s = \frac{2\pi}{T_s}$; T_s , ε_s — период и амплитуда ошибки s -й волны.

Тогда из выражений (3), (4) следует формула для погрешности на $\nu+1$ -м цикле

$$\varepsilon^{(\nu+1)} = \sum_{(s)} \varepsilon_s^{(\nu)} e^{-i\sigma_s t} \cdot M_s, \quad (5)$$

где $M_s = 1 - N\sigma_s^2 \delta t^2$ — множитель перехода [1, 5].

При $|M_s| > 1$ итерационный процесс расходится, а при $|M_s| \leq 1$ — сходится [1, 5]. Определим область сходимости схемы Окамура (т. е. $N=2$) при $\delta t = 5$ мин. В этом случае итерационный процесс (2) при $T_s \leq 31$ мин расходится, а при $T_s > 31$ мин — сходится. Заметим, что при $31 < T_s \leq 37$ (мин) и $T_s > 63$ мин процесс (2) сходится очень медленно. Например, для уменьшения в два раза амплитуд ошибок с периодами 31,5 и 200 мин требуется 65 и 14 итерационных циклов соответственно. И только при $37 < T_s < 63$ (мин) амплитуды ошибок за один цикл будут уменьшаться более, чем в два раза.

Для построения более эффективной процедуры инициализации необходимо использовать набор параметров N_m ($m = 0, 1, 2, \dots$), который позволял бы для каждого значения T_s величину множителя M_s сделать близкой к нулю.

Определим интервалы значений $[T_{sm}, T_{s, m+1}]$ ($m = 0, 1, 2, \dots$), для которых один итерационный цикл по схеме (2) позволяет уменьшить амплитуду ошибки не менее, чем в два раза, а также найдем значения N_m , соответствующие каждому такому интервалу. Очевидно, что границам искомым интервалов соответствуют значения $M_s = \pm 0,5$.

Из выражения для множителя перехода имеем:

$$N_m = (1 - M_s) (2\pi \cdot \delta t)^{-2} T_{sm}^2, \quad (6)$$

$$T_{sm} = 2\pi \cdot \delta t \cdot (1 - M_s)^{-\frac{1}{2}} N^{\frac{1}{2}}. \quad (7)$$

Пусть N_0 — задано. Полагая последовательно $M_s = -0,5$ и $M_s = 0,5$, из выражения (7) получаем значения T_{s0} и T_{s1} . Полагая $M_s = 0,5$ и подставляя полученное значение T_{s1} в формулу (6), получаем значение N_1 . В итоге нетрудно получить выражения:

$$N_m = 3^m N_0, \quad (8)$$

$$T_{sm} = 3^{\frac{m}{2}} T_{s0}, \quad (9)$$

из анализа которых следует, что величина шага по времени не влияет на разбиение и границы искоемых интервалов.

Рассмотрим алгоритм инициализации на основе схемы (2) с закрепленными полями геопотенциала и температуры [3, 7]. Тогда вектор X можно представить в виде $X = X_v + X_n$, где X_v и X_n — неизвестные и известные компоненты вектора X .

Со значением N_0 осуществим несколько итерационных циклов, каждый из которых уменьшает не менее, чем вдвое амплитуды ошибок волн в интервале $[T_{s0}, T_{s1}]$. Полученное приближение обозначим через $X^{(v)} = X_v^{(v)} + X_n^{(v)}$, которое запоем. Разность $X^{(v)} - \bar{X}$ есть погрешность $\varepsilon_0^{(v)} = \varepsilon_{v0}^{(v)} + \varepsilon_{n0}^{(v)}$ на v -м итерационном цикле. Индекс «0» означает, что погрешность $\varepsilon_0^{(v)}$ получена в интервале $[T_{s0}, T_{s1}]$, т. е. при $m = 0$. Если бы мы знали погрешность $\varepsilon_0^{(v)}$, то нашли бы искомое решение $\bar{X} = X^{(v)} - \varepsilon_0^{(v)}$. Однако нам известно только то, что $\varepsilon_0^{(v)}$ удовлетворяет системе уравнений

$$\frac{\partial \varepsilon_0^{(v)}}{\partial t} = F(X^{(v)}) - F(\bar{X}). \quad (10)$$

Функцию $F(X)$ определим приближенно: $F(\bar{X}) = F(X_v + \bar{X}_n) \approx \approx F(X_v^{(v)} + \bar{X}_n)$. Тогда систему уравнений (10) можно переписать в виде

$$\frac{\partial \varepsilon_0^{(v)}}{\partial t} F(X_v^{(v)} + X_n^{(v)}) - F(X_v^{(v)} + \bar{X}_n) = F(\varepsilon_{n0}^{(v)}),$$

где $\varepsilon_{n0}^{(v)} = X_n^{(v)} - \bar{X}_n$,

Погрешность $\varepsilon_0^{(v)}$ содержит компоненты, соответствующие $T_s > T_{s1}$. Поэтому теперь можно осуществить несколько итерацион-

ных циклов со значением N_1 , определенным с помощью выражения (8), для системы уравнений

$$\frac{\partial X_1}{\partial t} = F(X_1), \quad (11)$$

где $X_1 = X_{v1} + X_{n1}$, $X_{v1}^{(0)} = 0$, $X_{n1}^{(0)} = \varepsilon_{n0}^{(v)}$.

В результате каждого цикла амплитуда ошибок волн с периодами $T_{s1} \leq T_s \leq T_{s2}$ будет уменьшаться не менее, чем вдвое. Результат итераций обозначим через $X_1^{(v)}$ и запомним, а разность $X_1^{(v)} - \bar{X}_1$, где \bar{X}_1 — точное значение вектора X_1 , обозначим через $\varepsilon_1^{(v)}$. Очевидно, что $\varepsilon_1^{(v)}$ удовлетворяет системе уравнений

$$\frac{\partial \varepsilon_1^{(v)}}{\partial t} = F(X_{v1}^{(v)}) - F(\bar{X}_1). \quad (12)$$

Функцию $F(\bar{X}_1)$ определим приближенно: $F(\bar{X}_1) = F(\bar{X}_{v1} + X_{n1}) \approx F(X_{v1}^{(v)} + \bar{X}_{n1})$. Тогда систему уравнений (12) можно переписать в виде

$$\frac{\partial \varepsilon_1^{(v)}}{\partial t} = F(X_{v1}^{(v)} + X_{n1}^{(v)}) - F(X_{v1}^{(v)} + \bar{X}_{n1}) = F(\varepsilon_{n1}^{(v)}),$$

где $\varepsilon_{n1}^{(v)} = X_{n1}^{(v)} - \bar{X}_{n1}$.

«Погрешность погрешности» $\varepsilon_1^{(v)}$ содержит компоненты, соответствующие $T_s > T_{s2}$. Поэтому со значением N_2 снова осуществим несколько итерационных циклов для системы уравнений

$$\frac{\partial X_2}{\partial t} = F(X_2), \quad (13)$$

где $X_2 = X_{v2} + X_{n2}$, $X_{v2}^{(0)} = 0$, $X_{n2}^{(0)} = \varepsilon_{n1}^{(v)}$.

Данный процесс определения «погрешности погрешности» необходимо осуществлять до тех пор, пока не дойдем до последнего интервала $[T_{sm}, T_{s, m+1}]$. После этого результат инициализации определяется по формуле

$$X_v = X_v^{(v)} + \sum_{i=1}^m (-1)^i X_{vi}^{(v)}.$$

Для уменьшения ошибок в части спектра волн с периодами $[T_{sm}, T_{s, m+1}]$ не менее, чем в 2^v раз, построенный алгоритм процедуры инициализации требует $v \cdot (m + 1)$ итерационных циклов.

Оптимальные значения величин N_0 , m , v определим экспериментально при реализации приведенного алгоритма инициализации с помощью пространственной прогностической модели по полным уравнениям. Численная модель по полным уравнениям была построена на основе идей, изложенных в работах [2, 5]. Система пол-

ных уравнений гидротермодинамики использовалась в квазистатическом и адиабатическом приближениях в изобарической системе координат [2, 5]. Для численного интегрирования прогностических уравнений применялся частично неявный метод с двумя уровнями по времени, приводящий к значительному подавлению гравитационных волн [4]. Линейные члены записывались неявно, нелинейные — явно. Из прогностических уравнений выводились формулы для горизонтальных составляющих вектора скорости ветра и аналога вертикальной скорости в момент времени $t + \delta t$, которые подставлялись в уравнение неразрывности. В результате получалось уравнение эллиптического типа относительно тенденции геопотенциала, которое использовалось в качестве основного прогностического уравнения. Значения температуры рассчитывались с помощью уравнения статики. Расчетные формулы для искомых функций на шаге назад по времени выводились аналогичным образом.

Модель имела три уровня по вертикали: 200, 500, 850 гПа. Аппроксимация производных в плоскости xOy осуществлялась с помощью незначительно измененной B -сетки Аракава [6]: значения геопотенциала задавались в каждом узле сетки.

Начальные поля горизонтальных составляющих вектора скорости ветра задавались с помощью геострофических соотношений [2, 7]. Значения аналога вертикальной скорости в начальный момент полагались равными нулю. Исходные данные были взяты за 12 (15) ч 11.03. 1982 г.

Заметим, что применение частично неявного метода интегрирования по времени и использование уравнения эллиптического типа в качестве основного прогностического уравнения позволило осуществлять численное интегрирование с временным шагом 2 часа при шаге сетки 150 км в области размером $3 \times 21 \times 21$ узлов.

Анализ результатов численных экспериментов позволил сделать следующие выводы. Оптимальным является значение $N_0 = 1220 \times \delta t^{-2}$ (δt выражено в мин). Это свидетельствует о том, что осуществлять инициализацию необходимо в части спектра волн с периодами $T_s > 155$ мин. Если использовать метод интегрирования по времени с другими свойствами, то значение N_0 будет другим. Качество инициализации получается наилучшим, если использовать четыре интервала T_s : 179—310, 310—537, 537—931, 931—1612 мин ($m = 3$).

Оптимальным является значение $\nu = 4$. Увеличение количества итерационных циклов приводило к ухудшению решения. Это обусловлено тем, что из-за наличия погрешностей в начальных данных, в том числе и в полях геопотенциала и температуры, правые части уравнений (1), (11), (13) вычисляются неточно, а в этом случае количество итерационных циклов должно быть согласовано с уровнем погрешностей [5]. Увеличение количества циклов, по-видимому, приводило к невыполнению этого требования.

Таким образом, построенный алгоритм процедуры инициализации требует всего 16 циклов. Заметим, что традиционные процедуры

инициализации на основе схем Окамура или Мацуно требуют от 60 до 200 циклов [3, 7].

Сопоставление результатов прогнозов на основе исходных данных, полученных в процессе инициализации по предложенному алгоритму и без инициализации, представлены в таблице.

Оценки качества прогнозов поля геопотенциала на 12 часов с исходными данными, подвергшимися (И) и неподвергшимися (Н) инициализации

Начальные данные	δ	σ	α	r
	200 гПа			
Н	4,5	3,7	0,86	0,58
И	3,7	3,6	0,82	0,61
	500 гПа			
Н	2,5	2,7	0,67	0,77
И	2,2	2,5	0,63	0,84
	850 гПа			
Н	2,0	1,9	0,72	0,70
И	1,8	1,8	0,68	0,75

Обозначения: δ — абсолютная средняя ошибка (дам); σ — средняя квадратическая ошибка (дам); α — средняя квадратическая относительная ошибка; r — коэффициент корреляции между фактическими и прогностическими значениями.

Анализ данных таблицы свидетельствует о более высокой успешности прогноза, использующего в качестве начальных данных поля метеовеличин, подвергшихся инициализации. Естественно, что по одному прогнозу нельзя делать окончательных выводов. Однако тот факт, что использование построенного алгоритма процедуры инициализации сопровождалось существенным улучшением качества прогноза, свидетельствует об эффективности этого алгоритма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годунов С. К., Рябенький В. С. Разностные схемы. — М.: Наука, 1977. — 440 с.
2. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. — М.: Гостехиздат, 1957. — 375 с.
3. Клуге И., Эсберг Е. Об эффективности некоторых методов динамического согласования полей геопотенциала и ветра. — Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 24—30.
4. Курихара И. Об использовании неявных и итерационных методов для интегрирования по времени уравнения волнового движения. — В кн.: Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1968, с. 168—198.

5. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 303 с.

6. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 136 с.

7. Панин Б. Д. Согласование начальных полей метеорологических элементов. Конспект лекций. — Л., изд. ЛПИ, 1979. — 32 с. (ЛГМИ).

УДК 551.558.1

Б. Д. ПАНИН (ЛГМИ), ЧАН ТАН ТЬЕН (СРВ)

О ПАРАМЕТРИЗАЦИИ КОНВЕКЦИИ

Перенос тепла и влаги при конвекции в кучевых облаках и выделяющееся при этом тепло конденсации играют важную роль в динамике атмосферных процессов, особенно в тропической зоне. Такого рода конвекцию, возникающую в кучевых облаках за счет силы плавучести во влажном насыщенном воздухе, принято называть кучевой конвекцией. Детальное описание кучевой конвекции в численных моделях прогноза и в моделях общей циркуляции атмосферы оказывается невозможным в силу ограниченности пространственного разрешения используемых сеточных методов или усеченности разложений в спектральных моделях. В связи с этим возникает необходимость совокупного описания влияния конвекции в терминах крупномасштабных переменных. Такое описание принято называть параметризацией конвекции.

Существующие схемы параметризации кучевой конвекции можно разделить на три группы: схемы сухого (с. п.) и влажного (в. п.) конвективного приспособления; схемы, основанные на гипотезе условной конвективной неустойчивости второго рода (CISK), и схемы, в основе которых лежит гипотеза конвективного переноса невязными плавучими элементами (CONTRIBE).

Основная идея метода сухого конвективного приспособления состоит в устранении неустойчивости стратификации в сухом воздухе.

Влажное конвективное приспособление реализуется в тех слоях атмосферы, где воздух насыщен и возникла влажная неустойчивость. При этом эквивалентно-потенциальная температура выравнивается по вертикали в пределах неустойчивого слоя, статическая энергия влажного воздуха остается неизменной, относительная влажность изменяется так, чтобы ее значение не превышало насыщенного, вся сконденсированная влага удаляется из слоя в виде осадков.

В схемах параметризации кучевой конвекции, основанных на гипотезе конвективной неустойчивости второго рода, возникновение конвекции обуславливается не только термическими факторами, но и конвергенцией в пограничном слое. При этом предполагается, что количество выделяемого тепла конденсации пропорционально вертикальной скорости на верхней границе пограничного слоя, конвективные облака могут проникать высоко в верхние ненасыщенные слои воздуха.

Кроме схем, базирующихся на гипотезе CISK, существуют схемы, в которых задается вертикальное распределение тепла конденсации.

Схемы, основанные на гипотезе CONTRIBE, были предложены Ооямой, Аракавой и Шубертом. Однако эти схемы являются достаточно сложными, и при их практической реализации встречаются значительные трудности, а модель Ооямы не является замкнутой. Обзор работ по этим схемам приведен в [1].

В работе [2] была предложена схема параметризации нестационарных кучевых облаков, основанная на гипотезе CONTRIBE.

Здесь рассмотрим другой вариант параметризации кучевой конвекции, основанной на спектральном представлении ансамбля кучевых облаков. Ансамбль разделяется на подансамбли, которые характеризуются параметрами вовлечения

$$\lambda = \frac{1}{m(\lambda, z)} \frac{\partial m(\lambda, z)}{\partial z} = - \frac{p}{H} \frac{1}{m(\lambda, p)} \frac{\partial m(\lambda, p)}{\partial p}, \quad (1)$$

где $H = RT/g$; p — давление.

Для каждого подансамбля запишем условия сохранения массы, влажной статистической энергии и удельной водности:

$$\varepsilon(\lambda, p) + \frac{\partial m(\lambda, p)}{\partial p} = 0, \quad (2)$$

$$\varepsilon(\lambda, p) + \frac{\partial [m(\lambda, p) h(\lambda, p)]}{\partial p} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial [m(\lambda, p) \zeta(\lambda, p)]}{\partial p} + c(\lambda, p) - r(\lambda, p) = 0, \quad (4)$$

где ε — вток массы воздуха в облака подансамбля; m — вертикальный поток массы в облаках подансамбля; $S = c_p T + gz$ — статическая энергия; $h = S + Lg$ — влажная статическая энергия, q — отношение смеси; T — температура в К; g — ускорение свободного падения; z — высота; c и r — скорости конденсации и образования осадков в облаках подансамбля; ζ — водность облаков подансамбля. Чертой сверху обозначены осредненные величины в окружающем облака воздухе. При записи уравнений (2) — (4) пренебрегалось оттоком воздуха из облаков в слое ниже их вершин.

Воспользуемся разложением в ряд Тейлора отношения смеси по аргументу $T(\lambda, p)$ в окрестности $T(p)$

$$\begin{aligned} q(\lambda, p) &= \bar{q}^*(p) + \left(\frac{\partial \bar{q}^*}{\partial T} \right)_p [T(\lambda, p) - \bar{T}(p)] = \\ &= \bar{q}^*(p) + \frac{1}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}^*}{\partial T} \right)_p [S(\lambda, p) - \bar{S}(p)]. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь и далее звездочкой отмечены значения функций, соответствующие условиям насыщения. Указанная зависимость от λ и p означает, что соответствующие величины характерны для данного подансамбля облаков на уровне p .

Так как $h(\lambda, p) = S(\lambda, p) + Lq(\lambda, p)$,

$$\bar{h}^*(p) = \bar{S}(p) + L\bar{q}^*(p),$$

то

$$S(\lambda, p) - \bar{S}(p) = \frac{1}{1 + \gamma} [h(\lambda, p) - \bar{h}^*(p)], \quad (6)$$

$$q(\lambda, p) - \bar{q}^*(p) = \frac{\gamma}{L(1 + \gamma)} [h(\lambda, p) - \bar{h}^*(p)], \quad (7)$$

где $\gamma = \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}^*}{\partial T} \right)_p$.

Для скорости образования осадков используем эмпирическое соотношение

$$r(\lambda, p) = f(\lambda, p) \xi(\lambda, p), \quad (8)$$

где $f(\lambda, p)$ — эмпирическая функция.

Скорость конденсации определяется уравнением

$$\begin{aligned} c(\lambda, p) &= -\frac{1}{L} [S(\lambda, p) - \bar{S}(p)] \frac{\partial m(\lambda, p)}{\partial p} - \\ &- m(\lambda, p) \frac{\partial S(\lambda, p)}{\partial p}, \end{aligned} \quad (9)$$

которое является следствием уравнений баланса массы воздуха и статической энергии.

Система уравнений (2) — (9) решается при следующих граничных условиях:

$$h(\lambda, p_B) = \bar{h}_B^*, \quad (10)$$

$$h(\lambda, p_T) = \bar{h}_T^*, \quad (11)$$

$$\xi(\lambda, p_B) = 0, \quad (12)$$

где индексы «в» и «т» означают, что соответствующие функции относятся к основанию и вершине облаков.

С помощью уравнений (2), (3) и граничного условия (10) получается уравнение для $h(\lambda, p)$:

$$h(\lambda, p) = \frac{1}{\eta(\lambda, p)} \left(\bar{h}_B^* - \lambda \int_{p_B}^{p_T} \frac{H}{p} \eta \bar{h} dp \right), \quad (13)$$

$$\text{где } \eta = \exp \left(- \lambda \int_{p_B}^{p_T} \frac{H}{p} dp \right).$$

На основе уравнения (13) и граничного условия (11) имеем

$$\lambda = \frac{\bar{h}_B^* - \eta(\lambda, p_T) \bar{h}_T^*}{\int_{p_B}^{p_T} \frac{H}{p} \eta(\lambda, p) \bar{h}(p) dp}. \quad (14)$$

Уравнения (13) и (14) решаются относительно λ и $h(\lambda, p)$ совместно методом итераций, отправляясь от нулевого приближения $h(\lambda, p) = \bar{h}_B^*$.

Интегрируя уравнение (2) по p от p_T до p и используя при этом предположение, что $m_c(p) = (\alpha - 1) \omega$, получаем

$$m(\lambda, p) = m(\lambda, p_T) \exp \left(- \lambda \int_{p_T}^p \frac{H}{p} dp \right), \quad (15)$$

$$m(\lambda, p_T) = m_c(p_T) - \sum_{\lambda_i} m(\lambda_i, p_T) c, \quad (16)$$

где $m_c(p)$ — вертикальный поток массы в ансамбле облаков; α — эмпирический коэффициент; $\omega = \frac{dp}{dt}$; λ_i — значение параметра вовлечения для i -го подансамбля.

Условием существования кучевого облака, характеризующегося значением λ , является

$$m(\lambda, p_T) > m_0,$$

где m_0 — некоторое положительное минимальное значение потока массы.

Найденные значения $h(\lambda, p)$ позволяют определить $S(\lambda, p)$ и $q(\lambda, p)$ с помощью уравнений (6) и (7). В результате решения уравнений (3), (4), (8), (9) находятся значения $\varepsilon(\lambda, p)$, $\zeta(\lambda, p)$, $r(\lambda, p)$, $c(\lambda, p)$, а затем определяется отток массы из облаков у их вершин

$$\delta(\lambda, p_T) = \frac{m(\lambda, p_T)}{\Delta p_T(\lambda)}, \quad (17)$$

где Δp_T — толщина слоя оттока по давлению для данного подансамбля.

Испарение облачных капель $e(\lambda, p)$ вычисляется по формуле

$$e(\lambda, p) = \delta(\lambda, p) \xi(\lambda, p) \quad (18)$$

Указанным образом определяются все характеристики подансамблей конвективных облаков, а затем путем суммирования по всем подансамблям находятся характеристики конвективных облаков для ансамбля в целом.

Полученные характеристики используются для вычисления потоков тепла и влаги за счет кучевой конвекции и крупномасштабной конденсации в соответствующих уравнениях прогностических моделей общей циркуляции.

Рассмотренный вариант параметризации кучевой конвекции апробировался в региональном варианте шестизуровневой модели прогноза «Синтез», разработанной в ГМЦ [3].

Уравнения модели имеют вид:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv;$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0,$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = & - \left[u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{RT_1 \alpha_1}{P_{00}} \omega_1 - \int_p^{p_{00}} c^2 \omega dp + \right. \\ & \left. + \int_p^{p_{00}} \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp \right] + \frac{R}{c_p} \int_p^{p_{00}} \frac{Q_s}{p} dp, \end{aligned}$$

$$\frac{dq}{dt} = Q_q,$$

где $c^2 = \frac{R^2 T}{gp^2} (\gamma_a - \gamma)$; T_1 и ω_1 — значения на уровне $p_{00} = 1000$ гПа; α_1 — эмпирический коэффициент,

$$Q_s = Lc + L(c_c - e_c) + \frac{\partial}{\partial p} [m_c (S_c - \bar{S})],$$

$$Q_q = -c^* - (c_c - e_c) + \frac{\partial}{\partial p} [m_c (q_c - \bar{q})],$$

где c — скорость крупномасштабной конденсации; индексом c обозначены функции в ансамбле кучевых облаков. Остальные обозначения общепринятые.

Результаты численных экспериментов с указанной моделью с использованием предложенной параметризации кучевой конвекции

показали, что средние ошибки суточных и двухсуточных прогнозов полей геопотенциала и приземного давления уменьшаются на 3—6% по сравнению с прогнозами, в которых конвекция параметризовалась по методу конвективного приспособления. Коэффициенты корреляции между прогностическими и фактическими значениями геопотенциала составляют 0,7—0,8 и существенно превышают соответствующие значения при использовании метода конвективного приспособления.

Оправдываемость прогнозов факта выпадения и отсутствия осадков в случаях использования предложенной схемы параметризации лежит в пределах 60—70%, что на 10—15% выше по сравнению с прогнозами, которые получены с параметризацией конвекции по методу конвективного приспособления. При этом качественные коэффициенты корреляции оказываются больше в 4—5 раз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин А. П., Рубинштейн К. Г. О параметризации глубокой конвекции в численных моделях атмосферы. — Труды ГМЦ, 1978, вып. 203, с. 47—73.
2. Панин Б. Д., Чан Тан Тъен. Параметризация кучевой конвекции в численной схеме прогноза погоды для тропиков. — В сб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 32—43. (ЛГМИ).
3. Белоусов С. Л., Беркович Л. В., Кричак С. О. и др. Оперативная модель численного прогноза метеозлементов по северному полушарию. — Труды ГМЦ, 1978, вып. 212, с. 3—13.

УДК 551.509.616

В. Я. АНДРОСЕНКО, Н. О. ГРИГОРОВ (ЛГМИ)

УПРАВЛЕНИЕ ДИСПЕРСНОСТЬЮ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХ АЭРОЗОЛЕЙ

В последнее время был осуществлен широкий поиск новых кристаллизующих аэрозолей, которые можно было бы применять для широкомасштабных воздействий на погоду, т. е. более эффективных, более дешевых и менее токсичных, чем существующие. С этой целью было испытано большое количество веществ, органических и неорганических, однако йодистое серебро, открытое Воннегатом в 1946 г., до сих пор остается незаменимым реагентом. При этом установлено [2], что льдообразующая активность всех без исключения реагентов существенным образом зависит от дисперсности получаемого аэрозоля.

Известен целый ряд способов диспергирования кристаллизующих реагентов, отличных как по своему физическому принципу, так и по технике осуществления. Принимая во внимание лишь физику диспергирования, все эти методы можно классифицировать по трем основным типам: возгонка реагента, распыление порошкообразных веществ, распыление растворов кристаллизующих реагентов. К первому типу относятся способы диспергирования неорганических реагентов путем сжигания специальных пиросоставов [1, 9, 19], возгонка органических и неорганических веществ в специальных муфельных генераторах [2], метод возгонки органических реагентов в струю нагретого газа [11—13], метод паровой активации органических реагентов Фукуты [14]. Среди пиротехнических составов наибольшей активностью обладают составы на основе AgJ (до $5 \cdot 10^{15} \text{ г}^{-1}$). Однако следует подчеркнуть, что получение активного аэрозоля сжиганием пиросоставов вследствие высокой температуры возгонки годится только по отношению к неорганическим реагентам, среди которых наиболее активные — йодистое серебро и йодистый свинец, при этом первое — дефицитное и дорогостоящее вещество, второе — токсичное и менее активное. Пиросоставов же с низкой температурой горения, годных для возгонки органических кристаллизующих реагентов, пока не создано.

Диспергирование реагентов в муфельных генераторах Бычкова, двухступенчатом — Плауде [2] также имеет ряд ограничений, связанных в основном с недостаточной активностью названных способов и с техническими трудностями создания промышленного генератора.

Возгонка органических реагентов в струю горячего газа [11, 12] или введение их в выхлопную струю [13], предложенные Фукутой, легко могут быть воплощены, например, в виде самолетного генератора, однако предельный выход активных частиц невелик и составляет около 10^{12} г^{-1} [13]. Позднее Фукута предложил метод паровой активации органических кристаллизующих реагентов, при котором водно-метальдегидная смесь [14], 1,5-дигидрооксинафталиновая или флороглюциновая [15] форсированно испарялась и затем расширялась через сверхзвуковое сопло. При этом максимальная активность была получена для 1,5-дигидрооксинафталина и составила около $2 \cdot 10^{14}$ активных частиц на грамм реагента.

Метод распыления тонкодисперсных порошков реагента [17, 18] не оправдал себя ввиду низкой активности и сложности измельчения вещества до размеров зародышевых частиц. Распыление реагента в виде коллоидного раствора [4, 8] или в виде раствора реагента в летучих растворителях [5, 16], предложенный независимо друг от друга Громовой и Фукутой, также не оправдал себя ввиду недостаточной активности, однако распыление летучих растворов реагентов все же выгодно применять при сравнительно высоких температурах переохлажденного тумана, поскольку в этом случае возникает эффект локального охлаждения вследствие испарения летучего растворителя [16].

Краткий анализ существующих методов диспергирования кристаллизующих аэрозолей показывает, что вопрос о выборе метода для широкомасштабных воздействий на погоду практически остается открытым. Их активность остается существенно ниже предельно возможной, рассчитанной теоретически в [6].

Однако возможен другой путь повышения льдообразующей активности кристаллизующих реагентов, включающий в себя два фактора: создание локального пересыщения водяного пара в зоне

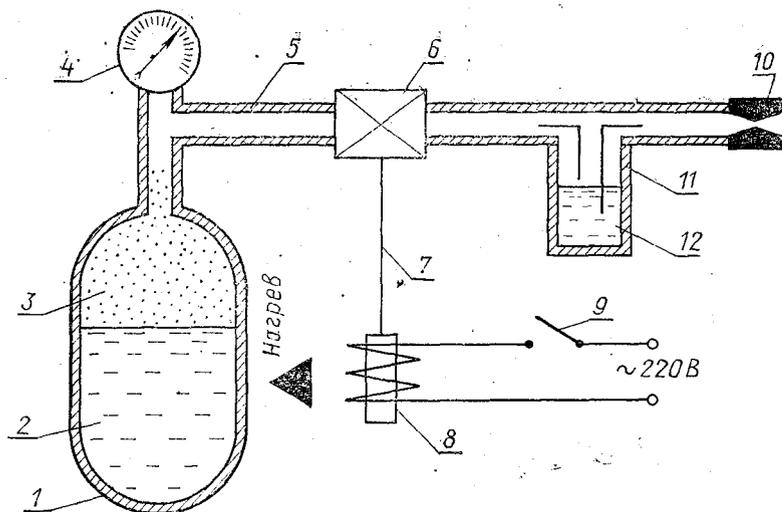


Рис. 1. Схематический вид пароактивирующего генератора кристаллизующих аэрозолей ЛГМИ:

- 1 — баллон высокого давления; 2 — дистиллированная вода; 3 — паросборник; 4 — контрольный манометр; 5 — соединительная трубка; 6 — автоматический клапан; 7 — тяга клапана; 8 — электромагнит; 9 — кнопка «пуск пара»; 10 — сверхзвуковое сопло; 11 — эжектор; 12 — реагент.

введения реагента [7] и диспергирование реагента в горячей сверхзвуковой струе при резком ее охлаждении вследствие спонтанной конденсации реагента внутри пересыщенной зоны. На кафедре ЭФА был разработан и испытан генератор, сочетающий в себе оба фактора. Генератор (рис. 1) представляет собой металлический баллон 1, испытанный на давление в $1 \cdot 10^5$ гПа, в который заливается до определенного уровня дистиллированная вода 2. Баллон снабжен мощным электрическим нагревателем, при включении которого вода испаряется, а водяной пар собирается в свободном пространстве баллона 3. Для контроля давления в генераторе служит манометр со шкалой до $6 \cdot 10^4$ гПа. Баллон при помощи трубки 5 через автоматический клапан 6 соединен со сверхзвуко-

вым соплом 10. При замыкании кнопки 9 срабатывает электромагнит 8, тяга 7 которого открывает клапан 6, и струя пересыщенного пара расширяется в охлажденное пространство через сверхзвуковое сопло 10, помещенное внутри низкотемпературной камеры, оборудованной вакуумными насосами для создания пониженного давления. Реагент в виде ацетонового раствора 12 вводится в дозвуковую часть струи при помощи эжектора 11, где ацетон быстро испаряется, а реагент возгоняется и вместе с водяным паром расширяется через сопло. При резком охлаждении высокоскоростной струи на некоторых ее участках характерных тем [6], что в них

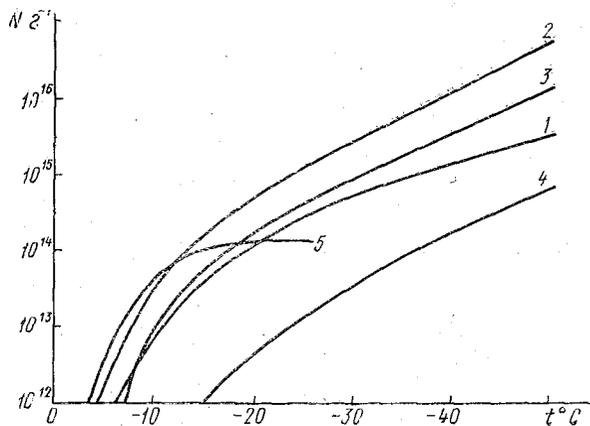


Рис. 2. Льдообразующая активность некоторых реагентов в сверхзвуковой струе пересыщенного водяного пара в зависимости от температуры конденсации:

1 — начальное давление в генераторе $5 \cdot 10^3$ гПа, флороглолюцин; 2 — начальное давление $2 \cdot 10^4$ гПа, флороглолюцин; 3 — давление в генераторе $5 \cdot 10^3$ гПа, 1,5-дигидрооксинафталин; 4 — давление $5 \cdot 10^3$ гПа, йодистый кальций; 5 — паровая активация 1,5-дигидрооксинафталина по данным Фукуты [15].

скорость охлаждения существенно выше скорости фазовых переходов, происходит спонтанная конденсация паров реагента. Частицы реагента, движущиеся со скоростью струи [10], становятся ядрами кристаллизации внутри пересыщенных участков.

При этом размеры как частиц кристаллизующего аэрозоля, так и образовавшихся ледяных частиц, согласно [6], будут определяться только начальной температурой пара, скоростью истечения струи (скоростью расширения) и температурой внешней среды.

На рис. 2 приведены результаты экспериментального определения льдообразующей активности флороглолюцина (кривые 1, 2) 1,5-дигидрооксинафталина (кривая 3) и йодистого кальция (4) по новому методу их активации. Кривые 1, 3, 4 соответствуют началь-

ному давлению в генераторе $5 \cdot 10^3$ гПа, кривая 2 — активность флороглюцина при давлении в парогенераторе $2 \cdot 10^4$ гПа, кривая 5 — взятые нами из [15] результаты определения активности 1,5-дигидрооксинафталина в опытах Фукуты по предложенной им паровой активации реагентов (начальное давление в генераторе Фукуты составляло $(5 \div 7) 10^3$ гПа). Бросается в глаза качественное отличие хода кривых нашей и аналогичной 5 Фукуты. Кстати, аналогичными 5 являются температурные зависимости активности практически всех реагентов, приводимые другими авторами [1—3, 11—15, 19].

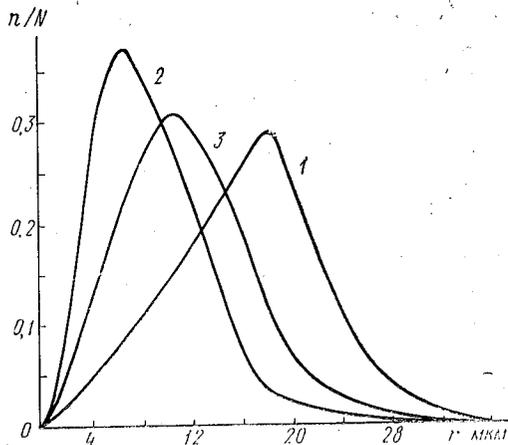


Рис. 3. Распределение по размерам ледяных зародышевых частиц, образующихся в сверхзвуковой струе пересыщенного водяного пара, в зависимости от режима их получения:

1 — давление $5 \cdot 10^3$ гПа, температура -30°C ; 2 — давление $5 \cdot 10^3$ гПа, температура -50°C ; 3 — давление $2 \cdot 10^4$ гПа, температура -30°C .

Результаты экспериментального определения дисперсности ледяных частиц, образующихся при расширении струи пересыщенного пара в охлажденное пространство, показаны на рис. 3. Кривая 1 соответствует начальному давлению $5 \cdot 10^3$ гПа и температуре среды -30°C , кривая 2 — давлению $5 \cdot 10^3$ гПа и температуре -50°C , кривая 3 — давлению $4 \cdot 10^4$ гПа и температуре конденсации -30°C . Таким образом, варьируя скорость охлаждения струи путем изменения либо скорости истечения, либо охлаждения ее начального участка, можно генерировать ледяной аэрозоль желаемой дисперс-

ности в широком диапазоне размеров частиц, что позволит осуществлять выбор режима работы генератора соответственно условиям в конкретном месте воздействия и таким образом исключить напрасные потери реагента.

Увеличение активности реагента по мере понижения температуры может быть в конечном счете связано только с повышением дисперсности кристаллизующего аэрозоля. С целью констатации этого факта были проведены электронномикроскопические исследования дисперсности аэрозоля флороглюцина, получаемого по вышеописанной методике. Исследование проводилось на базе электронного микроскопа УМВ-100К, установленного в ГГО им. Воейкова А. И. Отбор проб аэрозоля осуществлялся на коллодиевую

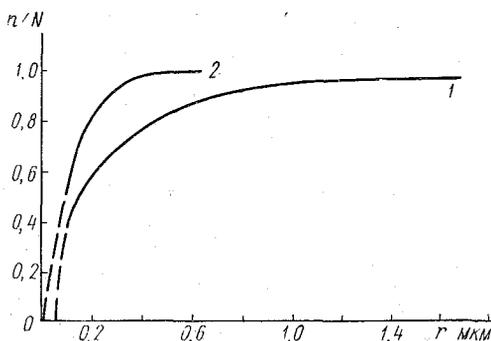


Рис. 4. Дисперсность аэрозоля флороглюцина, получаемого по методу ЛГМИ:

1 — температура конденсации $+20^\circ\text{C}$;
2 — то же при -10°C .

пленку при помощи специально изготовленного термопреципитатора. Результаты исследования представлены на рис. 4. Кривая 1 соответствует температуре конденсации $+20^\circ\text{C}$, кривая 2 — -10°C . Пунктирное продолжение кривых связано с трудностями получения снимков частиц меньших $0,075$ мкм., которые начинают быстро испаряться под воздействием сфокусированного электронного пучка.

Сказанное позволяет заключить, что описанный метод генерации кристаллизующих аэрозолей позволяет создать промышленный генератор с управлением его активностью и дисперсностью получаемых ледяных зародышей путем изменения скорости истечения струи и регулированием охлаждения начального участка струи при использовании любого автономного источника холода.

Авторы выражают искреннюю благодарность профессору Качурину Л. Г. за указанное направление исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов М. Я. и др. Разработка и исследование пиротехнических составов для воздействия на конвективные облака. — Труды Всесоюзного научного совещания по активным воздействиям на градовые процессы. Тбилиси, 1964, с. 341—346.
2. Аксенов М. Я., Бромберг А. В., Кордюкевич Н. Г., Плауде Н. О. Исследование льдообразующих свойств аэрозолей апетилацетоната меди различной дисперсности. — Труды ЦАО., 1980, в. 142, с. 82—88.
3. Бычков Н. В., Ярцева Н. Н., Бромберг А. В. Исследование льдообразующей активности аэрозолей металдегида и флороглюцина. — Труды ГГО, 1966, в. 186, с. 3—9.
4. Громова Т. Н., Глики Н. В., Красиков П. Н. Влияние примесей поверхностно-активных веществ на льдообразующую активность растворов флороглюцина, йодистого серебра и йодистого свинца. — Труды ГГО, 1966, в. 186, с. 18—25.
5. Громова Т. Н., Преображенская Е. В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ. — Труды ГГО, 1967, в. 202, с. 41—59.
6. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 455 с.
7. Качурин Л. Г., Григоров Н. О., Псаломщиков В. Ф., Плугин А. И. Искусственная кристаллизация переохлажденных водных аэрозолей. — Метеорология и гидрология, 1982, в. 5, с. 106—108.
8. Красиков П. Н. О применении коллоидных растворов для воздействия на переохлажденные облака и туманы. — Труды ГГО, 1960, в. 104, с. 75—78.
9. Кулигин А. С., Вернидуб И. И. Исследование активных пиротехнических составов на основе йодистого свинца для воздействия на градовые процессы. — Труды Всесоюзного научного совещания по активным воздействиям на градовые процессы, Тбилиси, 1964, с. 166—181.
10. Салтанов Г. А. Сверхзвуковые двухфазные течения. — Минск: Вышэйшая школа, 1972. — 480 с.
11. Fukuta N. Generation of metaldehyde smoke. — Proc. Int. Conf. Cloud Phys., Tokyo, 1965, p. 405—409.
12. Fukuta N. Generation of metaldehyde smoke. — J. Appl. Met., 1966, 5, p. 268—291.
13. Fukuta N. An airborne generator of metaldehyde smoke. — J. Appl. Met., 1967, 6 (5), p. 948—951.
14. Fukuta N. Some remarks on ice nucleation by metaldehyde. — Proc. Int. Conf. Cloud Phys., Toronto, 1968, p. 194—198.
15. Fukuta N., Evans L. P., Paik Y. H., Schmeling W. A., Walter L. A., Wang T. L. A study of production artificial ice nuclei. Final Rept. to Bureau of Reclamation under Contract № 14—06—D—644, Juli, 1970.
16. Fukuta N. Activated ice nucleation by spraed organic solutions. — Journ. Atmosph. Sci., 1965, 22 (2), p. 207—211.
17. Knollenberg R. G. Urea as an nucleant for supercooled clouds. — Journ. Atmosph. Sci., 1966, 23 (2), p. 197—201.
18. Langer G., Rosinski J., Bernsen S. Organic crystals as icing nuclei. — Journ. Atmosph. Sci., 1963, 20 (6), p. 557—562.
19. Simpson J., Woodley W., Fridman H. A. An airborne pirotechnic cloud Seeding system and its use. — Journ. Appl. Meteorol., 1970, v. 9, № 1, p. 109—122.

ЭЛЕКТРОПОВЕРХНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ЯДЕР КАК ВАЖНЫЙ ПАРАМЕТР, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ РАЗВИТИЕ ОБЛАЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Введение

До настоящего времени практически во всех задачах физики облаков молекула воды рассматривалась или как нейтральная частица или, в лучшем случае, как простой диполь. Однако, согласно Френкелю [1], при анализе процессов, проходящих в поверхностных слоях полярных систем, к рассмотрению следует привлечь квадрупольный момент молекул. Ясно, что ориентация диполя в поверхностном слое всегда будет знако-зарядово симметрична: при отрицательных, как и при положительных зарядах на поверхности — в обоих случаях имеет место энергетическая эквивалентность. Однако заведомо несимметричный диполь молекулы воды (тяжелый атом кислорода и два протона) должен специфически располагаться в поверхностных слоях. В работах [2—8] показано, что преимущественная ориентация жестких мультипольных моментов приведет к образованию спонтанной, не вызванной внешним электрическим полем, поляризации и, — к обусловленной этой поляризацией, межфазной разности потенциалов. Специфичность расположения молекул воды в поверхностных слоях объясняется тем, что центр тяжести молекулы приходится на ион кислорода O^{2-} , а, следовательно, вращательная подвижность молекул по оси, проходящий через кислород, будет в тысячи раз выше, чем по оси, проходящей через протон. Это свойство воды должно безусловно сказываться в процессах нуклеации, конденсации и сольватации ионов. В настоящей работе делается попытка полуколичественной оценки некоторых макроскопических следствий этого явления.

Рассмотрим, следуя Русанову [9, 10], энергию активации процесса нуклеации. Энергетический барьер процесса нуклеации равен работе образования зародыша Гиббса—Фольмера. Сравнивая активность положительно и отрицательно заряженных центров в процессах нуклеации на них, Русанов показал, что для одинаковых по размеру частиц она определяется разностью поверхностных натяжений для случаев положительного или отрицательного заряда. Когда зародыш, образовавшийся на заряженной частице, значительно меньше зародыша, образовавшегося на нейтральной частице, разность работ образования таких положительных и отрицательных зародышей возрастает.

Русанов получает при этом, что при небольших пересыщениях разность работ образования сферического зародыша на единичном ионе (при потенциале двойного слоя — 0,1 В и естественных прочих допущениях обычных относительно величин, характеризующих молекулярную структуру поверхностного слоя) составляет $3,2 \cdot 10^{12}$ эрг, тогда отношение вероятностей $C_-/C_+ = 4570$. Полученный Русановым результат однако нуждается, на наш взгляд, в уточнении. Не излагая здесь весь математический аппарат, который использует Русанов, укажем на некоторые неточности в его рассуждениях: 1) в выражение для отношения вероятностей $\Delta\phi = -0,1$ В входит в показатель экспоненты, поскольку точность экспериментального определения этого параметра невелика, то даже при изменении его величины в два раза величина C_-/C_+ изменится на два порядка; 2) не учтен различный характер дисперсионных взаимодействий воды с различными ядрами, а также эффекты поляризации; 3) Русанов пренебрегает тем, что диэлектрическая проницаемость зародыша должна быть отличной от единицы.

Все это не снижает ценности полученных результатов и мы считаем возможным в первом приближении пользоваться ими без изменений.

Несмотря на рассмотренные выше трудности в получении теоретической оценки влияния квадрупольного момента воды на механизм нуклеации и конденсации, экспериментально это влияние было показано многократно. Так в работе [11] показано, что анилин, этилийодид, хлорбензол, толуол так же, как вода, легче конденсируются на отрицательных ионах, низшие спирты, уксус бутилбромид — на положительных, а бензол, ацетон, хлороформ и нитробензол к знаку йона безразличны. Образующиеся при конденсации на ионах зародыши псевдокристалличны с направленными межмолекулярными вандерваальсовыми силами сцепления. Если приближающийся к зародышу молекулярный мультиполь ориентируется под действием заряда так, что входит в решетку псевдокристалла в благоприятном положении, то будет наблюдаться зависимость $E_{кр}$ от знака заряда иона*. У зародыша водяной капли атомы кислорода находятся на поверхности, поэтому отрицательный заряд зародышевой капли ориентирует приходящие из пара молекулы так, что они могут легко конденсироваться. Для воды такая ориентация значительно облегчается структурой самой молекулы.

Таким образом, можно утверждать, что отрицательные ионы значительно активней как центры конденсации. При этом следует считать практически доказанным, что в наружном (внешнем) слое поверхности водяной капли существует двойной электрический слой с потенциалом — 0,1 В и более.

* $E_{кр}$ — энергетический барьер фазового перехода.

1. Влияние различной конденсационной активности ионов разных знаков на механизм разделения зарядов в облаках

Рассмотрим простейшую одномерную модель конвективного облака. Скорость подъема воздуха будем считать постоянной по высоте, $v = 1$ м/с, пересыщение пара также постоянным ($\Delta f = 0,1\%$), концентрацию ионов (заряженных частиц) в подоблачном слое примем равной 10^4 см $^{-3}$.

Допустим также, что на всех стадиях развития облака действуют два процесса: конденсация только на отрицательно заряженных частицах с начальным радиусом $5 \cdot 10^{-6}$ см и рекомбинация

с эффективным радиусом захвата $2r$ капли [12]. Эти предположения достаточно произвольны, однако вполне годятся для простой иллюстрационной модели, так как только ослабляют реальную эффективность процесса, не изменяя сам процесс. Результаты расчета, показывающие изменения концентраций заряженных частиц с высотой, приведены на рис. 1. Можно видеть, что концентрации составят 10% от начальных приблизительно уже через 15 мин и будут значительно пространственно разделены. Расчет показывает, что при толщине модельного облачного слоя более 2000 м все положительно заряженные частицы, поступающие через нижнюю границу облака, будут уловлены

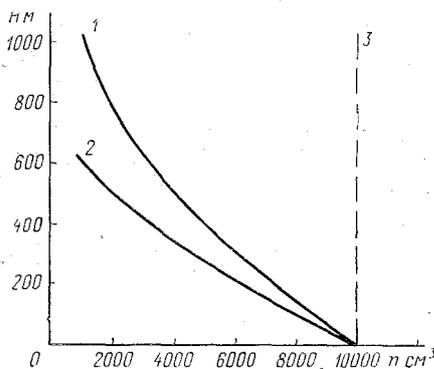


Рис. 1. Изменение концентрации положительных (1) и отрицательных (2) ионов через 15 мин после начала конвекции, начальное распределение концентрации одноименно заряженных ионов по высоте (3).

отрицательно заряженными каплями. Таким образом рассматриваемый процесс имеет значение только на ранних стадиях развития конвективной облачности.

Косвенное подтверждение наличия пространственного разделения зарядов было получено нами при измерениях крайне низкочастотного электромагнитного излучения конвективных облаков. Уже на ранних стадиях развития таких облаков наблюдается заметный крайне низкочастотный (КНЧ) электромагнитный сигнал, связанный, по-видимому, с вовлечением в облачную конвекцию пространственно разделенных зарядов. На рис. 2 приведен типичный сигнал измерения магнитной компоненты H_z -излучения конвективного облака. Для измерения этой компоненты использовались индукционные и феррозондовые магнитометры, в которых с помощью специальных фильтров, аналогичных фильтрам Баттерворта, выделялся узкий диапазон сигналов в полосе 1 — 30 Гц. Необходимым условием появления такого сигнала может быть только про-

странственное разделение разноименных зарядов. Если бы не действовал описанный выше механизм, то вовлечение ионов в турбулентные и конвективные облачные движения не приводило бы к пространственному разделению зарядов, а должно было бы приводить к снижению их концентрации за счет усиления рекомбинационных процессов.

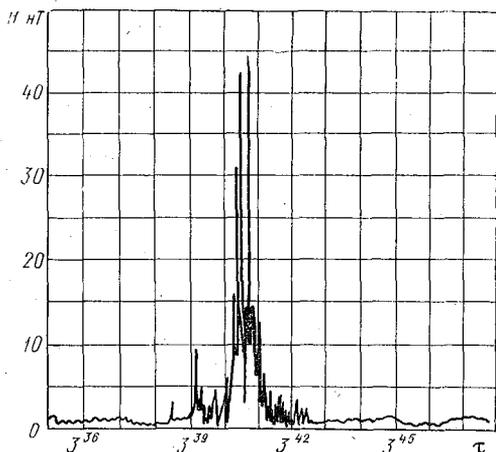


Рис. 2. Пример записи КНЧ сигнала единичного конвективного облака (H_z компонента).

Безусловно приведенная нами модель предельно упрощена: задача должна быть решена с учетом реальных эюр вертикальных скоростей в конвективном облаке и реальных коэффициентов захвата ионов, необходимо также более детально рассматривать процессы конденсации, учитывая в них концентрации ядер конденсации не только ионного происхождения. Приведенный расчет можно считать только попыткой проиллюстрировать возможный механизм разделения зарядов. Однако мы убеждены, что этот механизм заслуживает серьезного излучения в качестве параметра развития облака.

2. Влияние электроповерхностных свойств ледяных ядер на процессы нуклеации

Исследования свойств веществ, способных стимулировать замерзание водяных капель, ведутся уже много лет. Однако до сих пор единственным оперативным критерием подбора таких веществ является предложенный Баландиным в 1929 г. [13] критерий кристаллического подобия гетерогенного катализатора фазового перехода воды и льда. В настоящей работе сделана попытка показать, что

Этот критерий до сих пор воспринимался слишком узко и применялся к идеализированным поверхностям, далеким по своим свойствам от реальных. Рассмотрим кратко свойства реальной поверхности гомогенного ледяного зародыша, имея в виду, что обзор работ, посвященных этому вопросу, можно найти в [14]. Еще Вейль [15] в 1967 г. предположил, что в наружном слое поверхности водяных капель и льда находятся ионы O^{2-} , за которыми следует слой положительных неполяризованных катионов H^+ , то есть капля или ледяной кристалл покрыта диполями, отрицательные части которых ориентированы в газофазное пространство.

К таким же выводам приходят и авторы работ [16, 17], указывающие на необходимость учета мультипольных моментов молекулы при рассмотрении структуры поверхности полярных жидкостей. Действительно, вращательная подвижность мультиполя молекулы воды вокруг O^{2-} гораздо выше, чем вокруг протона; так что перестройка структуры от воды ко льду за счет вращения вокруг этой оси будет энергетически более выгодна. Нормальная структура поверхности кристалла будет нарушена и потребуются конечный переходный слой, поэтому на поверхности кристалла льда должна быть квазжидкая пленка толщиной в несколько сотен или десятков молекул в зависимости от переохлаждения. В настоящее время наличие такой пленки ни у кого не вызывает сомнений, поэтому мы не считаем целесообразным подробно останавливаться на работах, подтверждающих эту гипотезу, а еще раз ссылаемся на обзоры [14, 18].

Мы предположили, что поверхность гетерогенного ледяного зародыша должна быть подобна не поверхности идеального ледяного кристалла, а реальной поверхности, т. е. походить по своей структуре на квазжидкую пленку на поверхности льда. Такое же предположение, исходя из других предпосылок, сделали в свое время Эдвардс и Эванс [15]. Сделанное предположение требует, чтобы подложка не столько была подобна льду, сколько обладала следующими свойствами: двойным электрическим слоем с отрицательным зарядом, направленным наружу, и парными протоноакцепторными адсорбционными центрами, расположенными так, чтобы молекула воды могла связаться с ними двумя водородными связями без искажения структуры. Подложка эта будет относительно гидрофобна: в первом монослое адсорбции задействованы всего две водородные связи и отсутствует энергетически сильная координационная связь. Адсорбция на такой подложке будет носить регулярный характер, ибо молекулы в первом и последующем монослоях адсорбции не искажены и способны к перестройке в ледяную структуру. Регулярность расположения протоноакцепторных центров в поверхностном слое необходима, так как если молекула воды образует разные связи (например, с атомом подложки и другой молекулой), ее симметрия нарушится, что естественно не будет способствовать замерзанию. Характеристики адсорбированных молекул отлично прослеживаются в инфракрасных спектрах поглощения, и

описанный выше вариант симметричной адсорбции подробно разбирается Юхневичем [20]. Нами были сняты ИК спектры поглощения воды, адсорбированной практически на всех известных льдообразующих реагентах [21, 22], один из них будет приведен ниже для сравнения. На всех активных веществах свойства поверхности по данным спектроскопии соответствуют сделанным выше предположениям.

Следующим шагом, естественно, стала попытка искусственно получить поверхность с нужными нам свойствами. В качестве пути изменения каталитической активности поверхности мы избрали введение примесей на поверхность. В качестве поверхностей носителей мы выбрали наиболее хорошо исследованные кристаллические поверхности окислов металлов. Какова бы ни была точка зрения на адсорбцию воды на поверхности окислов, а здесь, как правило, исследователи расходятся [23, 24], однако ясно, что в любом случае по предложенной схеме эта адсорбция неблагоприятна для льдообразования. В любом случае адсорбция первых порций воды приведет к положительному зарядению поверхности то ли за счет гидроксильзации, то ли за счет координационно связанной воды. Известно, что на поверхности окислов только при больших заполнениях превалируют необходимые для замерзания водородные связи, ни один из окислов не активен в качестве катализатора замерзания при температурах выше -25°C .

В качестве модификатора был выбран бензол — вещество, у которого также отсутствует льдообразующая активность. Бензол был выбран по следующим двум соображениям: во-первых, на основании данных исследований [25, 26], в которых показано, что при адсорбции бензола на поверхностях окислов наблюдается довольно сильная поляризация бензола, причем минус образующегося диполя обращен в сторону поверхности; во-вторых, бензол, адсорбирующийся на поверхности плоскостью кольца, может служить как бы мерным параметром модификации. Известно, что практически все активные органические ледяные ядра имеют в своем составе ароматическую группу (за исключением метальдегида, структура которого также циклична).

Модификация поверхности проводилась следующим образом. Порошки всех исследованных окислов: ZnO , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 (в двух модификациях) со средним диаметром частиц 2 мкм прокаливались в вакууме — $T_{\text{прокаливания}} 800^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{откачки}} 10^{-5}$ торр. После этого в вакуумную кювету с обработанным порошком напускались пары бензола. Концентрация паров подбиралась эмпирически, по смещению в ИК спектре поглощения (рис. 3) полосы внеплоскостного колебания бензола, мы стремились достичь концентрации модификатора не более 10^{10} — 10^{12} на 1 см^2 , чтобы избежать образования объемных растворов [11]. По ИК спектрам поглощения адсорбированного бензола довольно хорошо видно, когда заполнение превышает монослой.

Наиболее характерным для ИК спектров, приведенных на рис. 3 (кривая 2), является сдвиг полос поглощения γ_4 ($H \perp_{\text{деф}}$) (670 см^{-1}) и γ_{11} ($H \perp_{\text{деф}}$) + γ_{17} ($H \perp_{\text{деф}}$) (2000 см^{-1}), что свидетельствует о сравнительно сильном взаимодействии плоскости бензольного кольца с подложкой. Затем по методике, описанной нами [10], проводились исследования ИК спектров поглощения

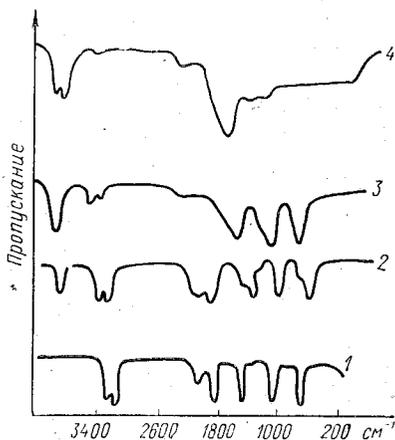


Рис. 3. ИК спектры бензола:

1 — ИК спектр жидкого бензола; 2 — ИК спектр бензола, адсорбированного на анатазе (давление паров 1 торр); 3 — ИК спектр бензола, адсорбированного на рутиле (давление паров 1 торр); 4 — ИК спектр бензола, адсорбированного на анатазе (образец выдержки 24 ч при 100% влажности).

воды, адсорбированной модифицированными поверхностями окислов. Результаты этих исследований представлены на рис. 4, для сравнения на рис. 5 приведены ИК спектры воды, адсорбированной на AgJ. На рис. 5 представлены спектры необлученного образца, обладающего высокой активностью, и спектры облученных образцов, обладающих низкой активностью. Для неактивных образцов ясно видны две полосы валентного колебания воды, свидетельствующие о несимметричности адсорбированных молекул. При облучении УФ светом в течение 1 ч появляется полоса поглощения отдельных гидроксидов в области 3740 см^{-1} . На рис. 4 представлены ИК спектры поглощения воды, адсорбированной только на двух из исследованных модифицированных окислов — двух модификаций окиси титана — рутила и анатаза. Спектры всех других образцов близки по своей форме к спектру воды, адсорбированной на модифицированном рутиле. Единственное исключение составляет спектр воды, адсорбированной на модифицированном анатазе. Следует предположить, что этот образец адсорбирует воду достаточно симметрично, слабо искажая ее структуру, характерно также, что в этом спектре практически отсутствует полоса отдельных гидроксидов в области 3700 см^{-1} .

Следующим этапом была проверка льдообразующей активности всех исследованных порошков непосредственно в камере с переохлажденным туманом, где определялся так называемый выход активных частиц на одну частицу введенного в камеру порошка реагента. Эти исследования проводились по стандартной методике ЦАО [27]. Полученные данные приведены на рис. 6. Можно видеть, что образец модифицированного анатаза по своей активности приближается к активности AgJ. Следует отметить, что порошки впрыскивались в камеру туманов непосредственно из герметически за-

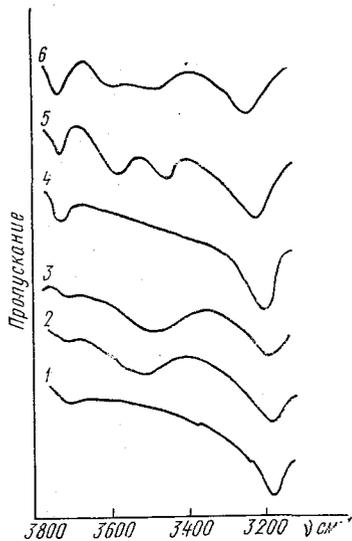


Рис. 4. Спектры поглощения воды, адсорбированной на модифицированном анатазе (1—3) и рутиле (4—6):

1 — исходный образец анатаза; 2 — образец после адсорбции H_2O (14 торр); 3 — образец после адсорбции H_2O (1 торр); 4 — исходный образец рутила; 5 — образец после адсорбции H_2O (4 торр); 6 — образец после адсорбции H_2O (1 торр).

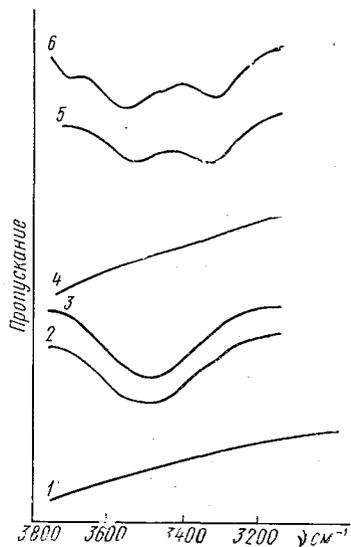


Рис. 5. Спектры поглощения воды, адсорбированной на рутиле:

1 — исходный образец (вакуум 10^{-6} торр); 2 — образец после адсорбции H_2O (14 торр); 3 — образец после адсорбции H_2O (1 торр); 4 — исходный образец (облучение УФ светом 0,5 ч вакуум 10^{-6} торр); 5 — образец после адсорбции H_2O (1 торр); 6 — образец после адсорбции H_2O (1 торр, облучение УФ светом 1 ч).

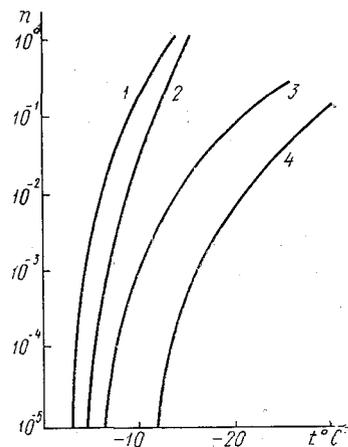


Рис. 6. Льдообразующая активность частиц AgJ и модифицированных образцов:

n — отношение числа ледяных кристаллов к числу частиц; 1 — AgJ; 2 — модифицированный анатаз; 3 — образец, облученный УФ светом (время облучения 1 ч); 4 — модифицированный рутил.

паянной кюветы. При контакте с повышенной влажностью все модифицированные образцы в течение 24 часов полностью меняют свойства, видимо, бензол вытесняется гидроксилами (см. рис. 3). В дальнейшем мы намерены проверить действенность этого способа, активирующей поверхностной модификации на аэрозолях окислов (дымах), модифицируя их непосредственно перед введением в камеру.

В заключение считаем целесообразным подчеркнуть, что приведенные в статье результаты достаточно убедительно свидетельствуют о том, что даже в традиционных для физики атмосферы областях необходимо учитывать довольно сложные физико-химические эффекты. Настоящей статьей мы хотим привлечь внимание к путям решения этой проблемы в интересах лучшей параметризации облачных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Френкель Я. Л. Кинетическая теория жидкостей. — М.: АН СССР, 1945. — 362 с.
2. Stillingew F., Ben Naim A. J. Chem. Phys. 1962, 36, 2449.
3. Кузьмин В. Л., Русанов А. И., Колл. Ж., 1977, 39, 455.
4. Лебовка Н. И., Манк В. В. Укр. Ф. Ж., 1981, 26, 508.
5. Groxton C. A. Physica. 1981, A 106, 12, 239.
6. Ковальчук В. Ю., Контуш С. П. Ж. Ф. Х., 1980, 54, 1034.
7. Русанов А. И., Кузьмин В. Л. Колл. Ж., 1977, 39, 388.
8. Дерягин Б. В. Колл. Ж., 1935, 1, 217.
9. Русанов А. И. Колл. Ж., 1979, 41, 805.
10. Русанов А. И. Колл. Ж., 1979, 41, 823.
11. Loeb L. V. et al. J. Phys. Chem, 1938, 6, 264.
12. Ивлев Л. С. и др. — Труды ГГО, 1976, 372, 46.
13. Balandin A. A. Z. PHYS. Chem, 5, 3, 243.
14. Ушаков Л. А. Связанная вода в дисперсных системах. — М.: МГУ, 1970. — 232 с.
15. Weyl W. J. Col. Sci, 1951, 6, 389.
16. Дубрович Н. А. и др. Колл. Ж., 1983, 43, 621.
17. Hobbs P. V. Ice Physics. — Clarendon Press Oxford 1974. — 572 p.
18. Stillingew F., Ben Naim A. J. Chem. Phys, 1962, 36, 3389.
19. Edwards G. K., Evans L. P. Nature, 1961, 192, 448.
20. Юхневич Г. В. — Усп. хим., 1963, 32, 1397.
21. Дубрович Н. А. и др. — М., ДАН СССР, 1973, 208, 885.
22. Morachevsky V. G., Dubrovich N. A. J. Atmos. Sci, 1976, 13, 1989.
23. Киселев В. Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. — М.: Наука, 1970. — 328 с.
24. Киселев А. В., Лыгин В. И. Инфракрасные спектры поверхностных соединений. — М.: Наука, 1972. — 279 с.
25. Ron A. et al. J. Chem. Phys., 1962, 36, 2449.
26. Вилесов Ф. И., Теренин А. Н. — М.: ДАН СССР, 1959, 125, 1053.
27. Плауде Н. О. Исследования льдообразующей активности аэрозолей йодистого серебра. — Труды ЦАО, 1969, вып. 80. — 144 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
<i>В. Г. Морачевский, В. В. Лобанов, В. В. Иконников, Р. Генджиев.</i> Роль атмосферных загрязнений в образовании туманов города и формировании нижней границы облаков (опыт параметризации)	3
<i>В. Г. Позаненко, П. И. Смирнов.</i> Вертикальное распределение метеорологических параметров в туманах охлаждения	9
<i>Т. В. Ушакова, Г. А. Алещенко.</i> Параметризация влагосодержания атмосферы в районе Енисейского Севера	15
<i>Ю. Г. Лушев, С. А. Солдатенко.</i> Параметризация подсеточных процессов в региональной телескопической численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков	25
<i>Л. П. Серякова, Л. А. Соколова, В. А. Летуновский.</i> Прозрачность атмосферы в районе Обского Севера	36
<i>А. В. Курбатова, Т. В. Инкина, Т. А. Журавлева.</i> Параметризация термодинамических условий образования Cs в различных барических системах и во фронтальных зонах	45
<i>А. В. Курбатова, Л. П. Серякова.</i> Влияние облачности на потоки коротковолновой радиации при различных метеорологических условиях в районе Обь-Енисейского Севера	55
<i>Л. С. Ивлев.</i> Структура аэрозолей в стратосфере	74
<i>В. Д. Петрушенко.</i> Оценка увлажнения территории нечерноземной зоны Европейской части Союза в летний период при различных формах атмосферной циркуляции	89
<i>С. Г. Звенигородский.</i> Параметризация фотохимических процессов в аэрозольной атмосфере	95
<i>В. И. Ковалев.</i> Особенности решения задачи термического зондирования загрязненной атмосферы	107
<i>С. П. Смышляев, Е. Г. Аронова.</i> Численное моделирование особенностей вертикального профиля тропосферного озона	116
<i>Е. Г. Головина, Н. И. Корягина.</i> Анализ метеорологического потенциала загрязнения крупного промышленного города	121
<i>Р. П. Репинская.</i> Некоторые характеристики пространственно-временной структуры поля приземного давления в низких широтах	127
<i>А. А. Макоско, Б. Д. Панин.</i> Об одном эффективном алгоритме инициализации	137
<i>Б. Д. Панин, Чан Тан Тьен.</i> О параметризации конвекции	144
<i>В. Я. Андросенко, Н. О. Григоров.</i> Управление дисперсностью кристаллизующих аэрозолей	149
<i>В. Г. Морачевский, Н. А. Дубрович, А. Н. Потанин.</i> Электроповерхностные свойства ядер как важный параметр, определяющий развитие облачных процессов	156

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 84

**ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ НЕПРЕДНАМЕРЕННОГО
И НАПРАВЛЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА АТМОСФЕРУ**

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 25.10.83.	Подписано в печать 10.07.84.	М-30820.
Формат бумаги 60 × 90 ¹ / ₁₆ .	Бумага тип. № 2.	Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 10,2.	Уч.-изд. л. 10,0.	Тираж 300 экз.
Темплан 1984 г., поз. 173.	Зак. 294.	Цена 1 руб. 50 коп.

ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВСОК ВМФ

УДК 551.588.7

Роль атмосферных загрязнений в образовании туманов города и формировании нижней границы облаков (опыт параметризации) Морачевский В. Г., Лобанов В. В., Иконников В. В., Генджиев Р. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 3—9. (ЛГМИ).

В предлагаемой статье авторы делают попытку проанализировать ряд метеорологических явлений связанных с процессами переноса лучистой энергии и условий фазовых переходов водяного пара в загрязненной атмосфере городов, предложены способы параметризации загрязнений урбанического происхождения, также объяснена их физическая природа на базе особенностей термодинамики физико-химических процессов. Получены некоторые параметрические соотношения, позволяющие определить высоту нижней границы облаков при антропогенном загрязнении атмосферы.

Библ. 5.

УДК 551.509.6 + 551.575

Вертикальное распределение метеорологических параметров в туманах охлаждения. Позаненко В. Г., Смирнов П. И. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 9—15. (ЛГМИ).

В статье с точки зрения параметризации рассматриваются синоптические и метеорологические условия образования адвективных и радиационных туманов. Детально анализируются исследования распределения температуры, удельной влажности и скорости ветра в туманах охлаждения по материалам зондирования обсерватории Бреста за 1970—1977 гг.

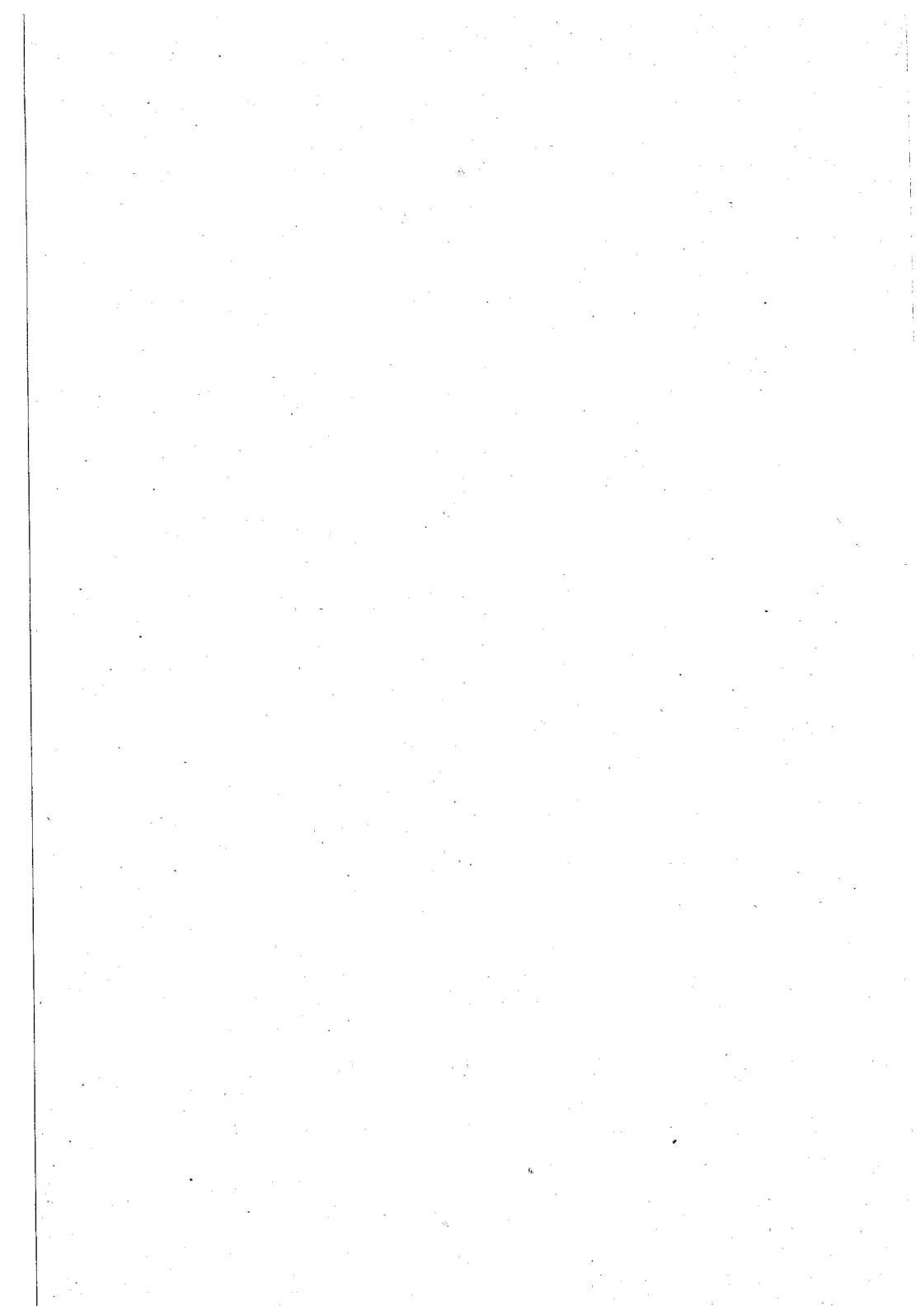
Илл. 7. Библ. 8.

УДК 551.671

Параметризация влагосодержания атмосферы в районе Енисейского Севера. Ушакова Т. В., Алещенко Г. А. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 15—25. (ЛГМИ).

В статье исследуется влагосодержание атмосферы в теплый период года при наличии внутримассовой облачности на станции Туруханск, его природная изменчивость и связь с метеорологическими элементами у земли при разных формах облаков.

Табл. 7. Илл. 5. Библ. 2.



УДК 551.509.322

Параметризация подсеточных процессов в региональной телескопической численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков. Лушев Ю. Г., Солдатенко С. А. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 25—36. (ЛГМИ).

В статье рассматриваются схемы параметризации подсеточных физических процессов таких, как конвекция и конвективные осадки, радиационные эффекты, трение, турбулентное перемешивание, обмен теплом и влагой между атмосферой и подстилающей поверхностью, а также крупномасштабные конденсация, испарение влаги и осадки.

Предлагаемые схемы были реализованы в численных экспериментах с телескопической гидродинамической моделью при краткосрочном прогнозе температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков.

Библ. 9.

УДК 551.671

Прозрачность атмосферы в районе Обского Севера. Серякова Л. П., Соколова Л. А., Летуновский В. А. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 36—45. (ЛГМИ).

В статье исследована прозрачность атмосферы в районе станции Салехард за период с июня по сентябрь, произведена оценка общего ослабления солнечной радиации, ослабления водяным паром, аэрозольного и молекулярного ослаблений, а также под влиянием антропогенных воздействий, проанализировано влияние синоптической обстановки на экстремальные значения коэффициента прозрачности.

Табл. 4. Илл. 4. Библ. 11.

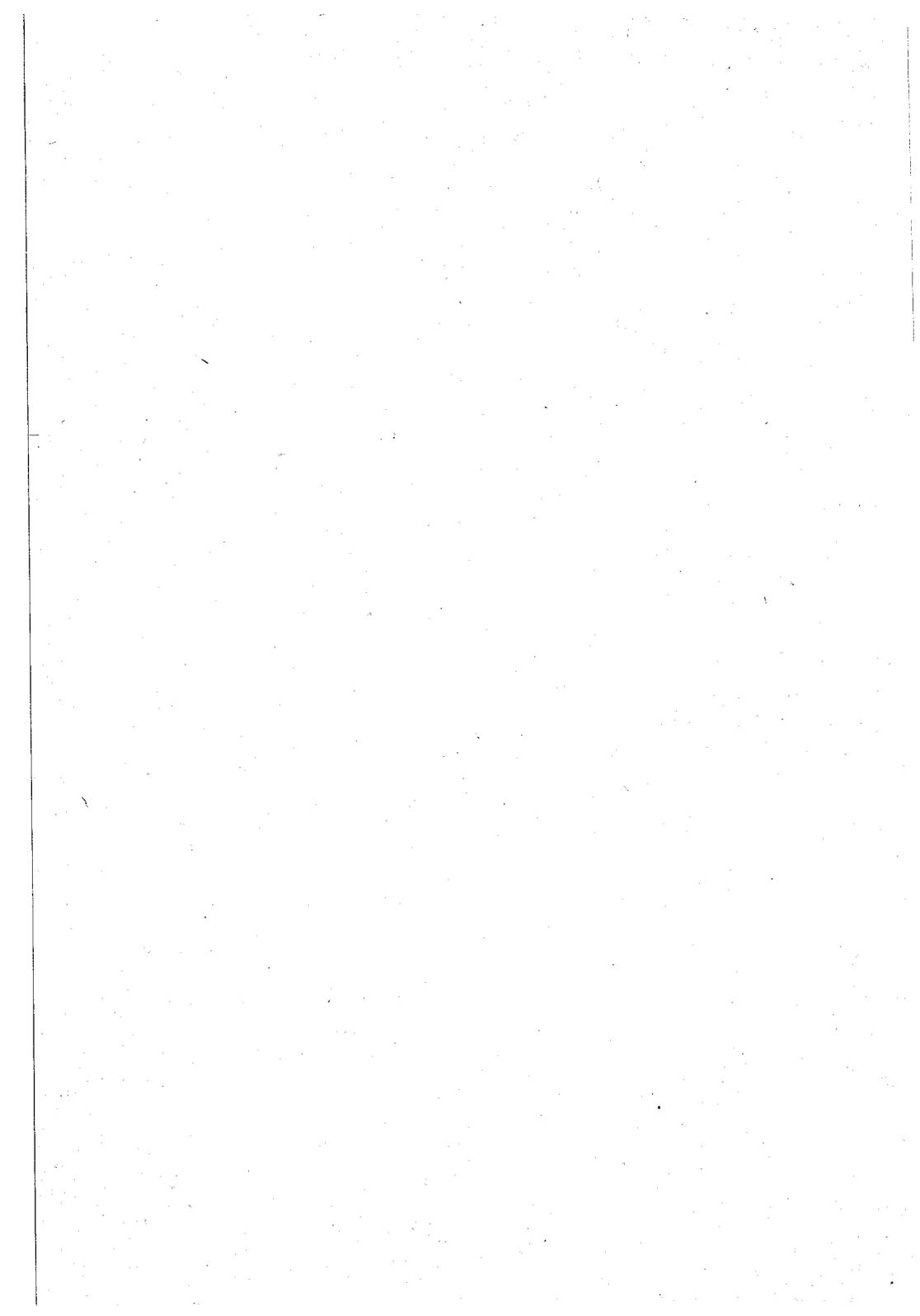
УДК 551.54

Параметризация термодинамических условий образования Cs в различных барических системах и во фронтальных зонах. Курбатова А. В., Инкина Т. В., Журавлева Т. А. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 45—54. (ЛГМИ).

В статье исследуется зависимость температуры на нижней границе Cs от термодинамических параметров атмосферы в различных барических системах и во фронтальных зонах. Проведен корреляционный анализ связи между температурой на нижней границе Cs и псевдопотенциальной температурой смоченного термометра (θ'_p) нескольких уровней: максимальной температуры, изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа для различных барических систем и различной стратификации атмосферы.

Зависимость температуры на нижней границе Cs от θ'_p различных уровней для определенных термодинамических условий аппроксимировано в виде уравнений регрессии.

Табл. 10. Илл. 3. Библ. 3.



УДК 551.521

Влияние облачности на потоки коротковолновой радиации при различных метеорологических условиях в районе Обь-Енисейского Севера. Курбатова А. В., Серякова Л. П. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 55—73. (ЛГМИ).

В статье исследуется зависимость потоков коротковолновой радиации (D , Q) от количества различных форм внутримассовых облаков и метеорологических условий. Исследована природная изменчивость потоков коротковолновой радиации для различных высот солнца. Выполнена аппроксимация зависимости потоков коротковолновой радиации от высоты солнца для различного количества внутримассовых облаков при различном состоянии диска солнца.

Табл. 7. Илл. 6. Библ. 6.

УДК 551.510

Структура аэрозолей в стратосфере. Ивлев Л. С. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 74—89. (ЛГМИ).

Рассмотрены результаты экспериментальных исследований стратосферных аэрозолей импакторным методом. На основе экспериментальных измерений предложены модели профилей счетной концентрации, дисперсности, оптических постоянных аэрозольного вещества и коэффициентов ослабления радиации стратосферных аэрозолей.

Табл. 4. Илл. 6. Библ. 31.

УДК 631. 671 : 551.513

Оценка увлажнения территории нечерноземной зоны Европейской части Союза в летний период при различных формах атмосферной циркуляции. Петрушенко В. Д. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 89—95. (ЛГМИ).

В статье рассматривается один из важнейших вопросов влагооборота — возможности предсказания влагообеспеченности территории ЕТС, основываясь на применении трех основных форм атмосферной циркуляции по типизации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса.

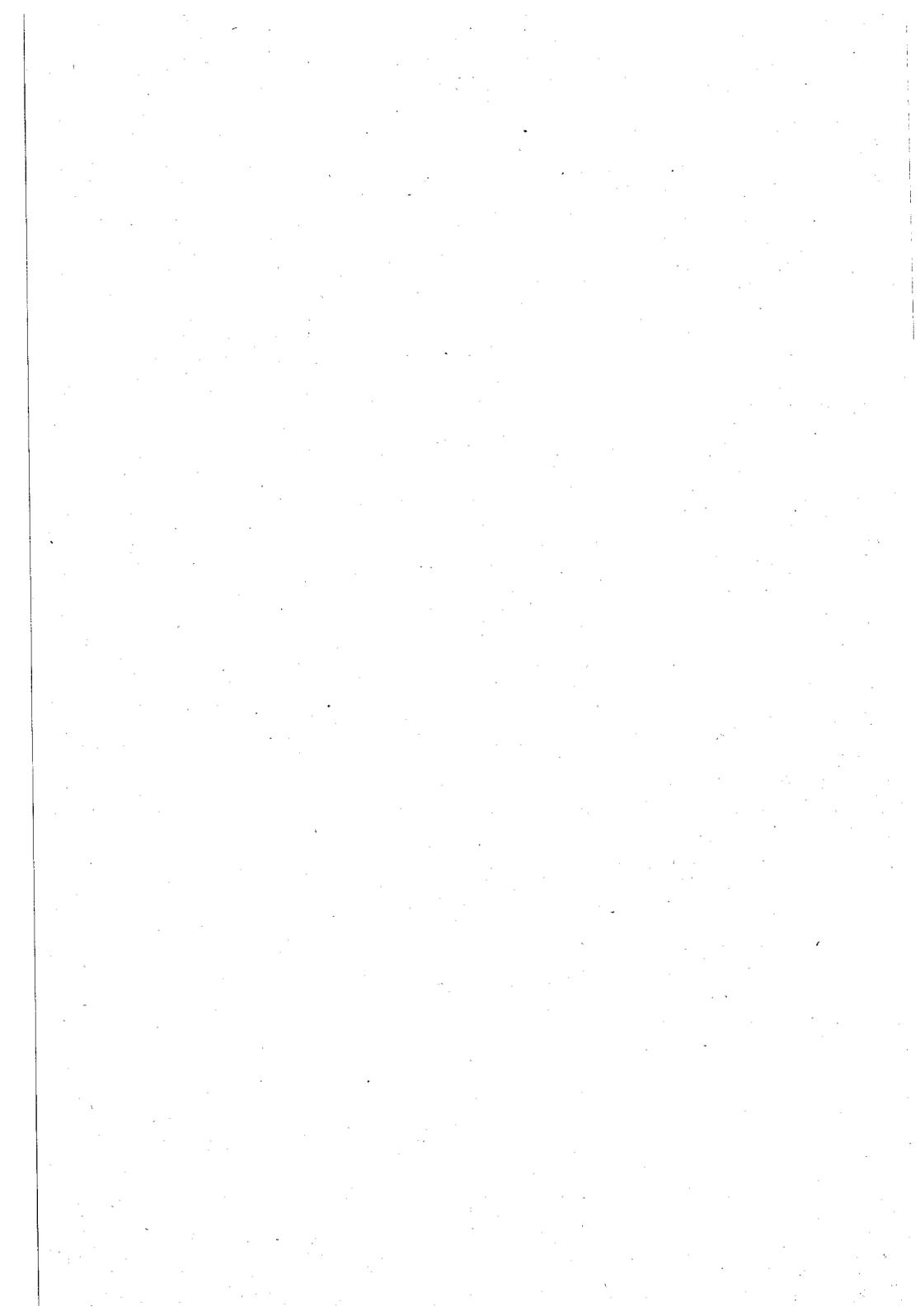
Табл. 1. Илл. 3. Библ. 8.

УДК 551.510.41

Параметризация фотохимических процессов в аэрозольной атмосфере. Звенигородский С. Г. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 96—107. (ЛГМИ).

Рассматривается параметризация гетерогенных процессов в фотохимических моделях атмосферы. Кинетика гетерогенных реакций параметризуется с учетом дисперсности и химического состава аэрозольных частиц. Приведена разработанная автором одномерная фотохимическая модель тропосферы и стратосферы. На базе этой модели проведено исследование влияния аэрозольного стока на содержание малых примесей в атмосфере.

Табл. 5. Илл. 3. Библ. 20.



УДК 551 (510.42 + 501.724)

Особенности решения задачи термического зондирования загрязненной атмосферы. Ковалев В. И. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 107—115. (ЛГМИ).

В статье рассматриваются методические аспекты термического зондирования загрязненной атмосферы. На основе анализа данных численного моделирования делается вывод о перспективности применения метода регрессионных соотношений и статистической регуляризации для восстановления температурных профилей в загрязненной атмосфере. Новым является учет прямых измерений стратификации и параметров атмосферного загрязнения при решении обратной задачи.

Илл. 5. Библ. 10.

УДК 551.510.534

Численное моделирование особенностей вертикального профиля тропосферного озона. Смышляев С. П., Аронова Е. Г. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 116—121. (ЛГМИ).

В статье на базе одномерной тропосферной фотохимической модели исследуется влияние аэрозоля на протекание фотохимических процессов в тропосфере. Приводятся результаты модельных расчетов вертикальных профилей концентрации озона при различных входных параметрах модели.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 16.

УДК 551.510.42

Анализ метеорологического потенциала загрязнения крупного промышленного города. Головина Е. Г., Корягина Н. И. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 121—126. (ЛГМИ).

В статье рассмотрено влияние различных метеорологических и синоптических условий на степень загрязнения исследуемого города. Для оценки возможного уровня загрязнения атмосферы города вводится параметр стратификации μ , являющийся функцией комплекса метеорологических параметров.

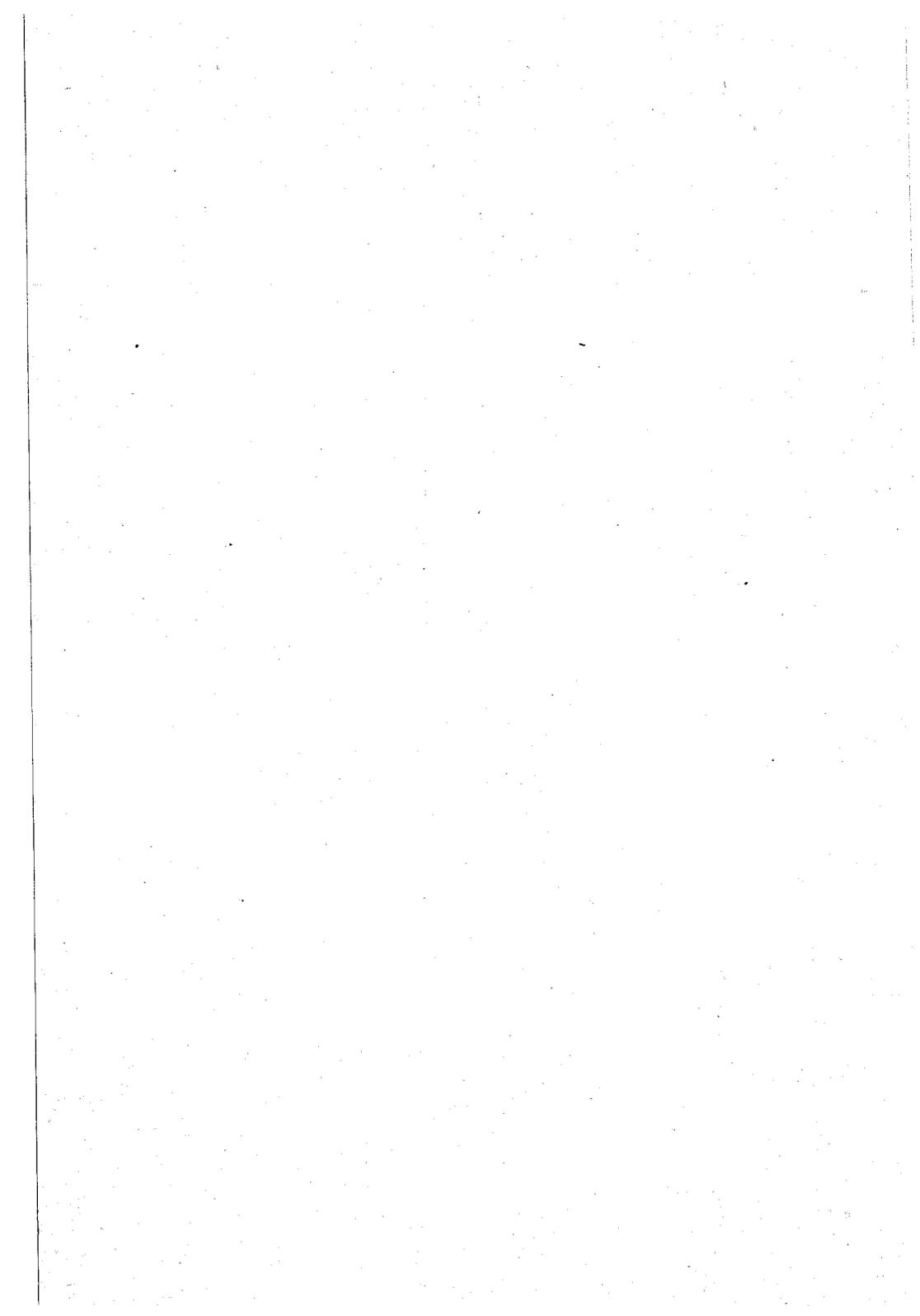
Илл. 7. Библ. 3.

УДК 551.509.311

Некоторые характеристики пространственно-временной структуры поля приземного давления в низких широтах. Репинская Р. П. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 127—137. (ЛГМИ).

Излагаются результаты исследования пространственно-временной макроструктуры приземного барического поля в тропической зоне Атлантики и Западной Африки.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 18.



УДК 551.5 : 681.3

Об одном эффективном алгоритме инициализации. Макоско А. А., Панин Б. Д. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 137—144. (ЛГМИ).

На основе анализа свойств ошибок предложен экономичный алгоритм, позволяющий существенно сократить время, затрачиваемое на инициализацию.

Библ. 7.

УДК 551.558.1

О параметризации конвекции. Панин Б. Д., Чан Тан Тьен. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 144—149. (ЛГМИ).

Предлагается схема параметризации конвекции, основанная на спектральном представлении ансамблей кучевых облаков. Приводится система уравнений, решение которой обеспечивает получение характеристик подансамблей и ансамблей кучевых облаков.

Рассматриваются результаты прогнозов по модели, основанной на полных уравнениях, с использованием предложенной схемы параметризации конвекции.

Библ. 3.

УДК 551.509.616

Управление дисперсностью кристаллизующих аэрозолей. Андросенко В. Я., Григоров Н. О. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 149—155. (ЛГМИ).

Рассматривается вопрос о выборе метода диспергирования кристаллизующих аэрозолей для широкомасштабных воздействий на погоду. Отмечаются основные недостатки существующих методов диспергирования и предлагается новый способ паровой активации некоторых реагентов. Описана конструкция пароактивирующего генератора ЛГМИ. Установлено, что льдообразующая активность некоторых органических реагентов может достигать 10^{17} г¹. Методом электронной микроскопии установлено, что дисперсность кристаллизующего аэрозоля при генерации его по новому способу зависит от температуры внешней среды и возрастает при ее понижении.

Илл. 4. Библ. 19.

УДК 551.509.6 : 551.576

Электроповерхностные свойства ядер как важный параметр, определяющий развитие облачных процессов. Морачевский В. Г., Дубрович Н. А., Потанин А. Н. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 156—164. (ЛГМИ).

В статье под углом зрения метеорологических задач рассматривается специфическое свойство молекулярного взаимодействия воды с поверхностью ядер конденсации, приводящее к различной конденсационной активности ионов разных знаков и различной льдообразующей активности по разному заряженным поверхностям. Приводятся результаты расчетов и экспериментов, подтверждающие важность учета этих свойств.

Илл. 6. Библ. 27.

