

# ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР В ЗАПЫЛЕННОЙ ИОНОСФЕРЕ

*Б. А. Клумов<sup>a\*</sup>, Г. Е. Морфилл<sup>a</sup>, С. И. Попель<sup>b\*\*</sup>*

*<sup>a</sup> Междисциплинарный центр по наукам о плазме,  
Институт внеземной физики Общества им. Макса Планка  
85740, Гархинг, Германия<sup>\*\*\*</sup>*

*<sup>b</sup> Институт динамики геосфер Российской академии наук  
119334, Москва, Россия*

Поступила в редакцию 28 мая 2004 г.

Рассмотрена эволюция микрочастиц (пылевых частиц) в ионосфере Земли и их влияние на ионизационные свойства средней атмосферы. Показано, что в условиях летней полярной ионосферы, когда температура окружающего воздуха опускается ниже 150 К и пары воды становятся пересыщенными, возможны рост микрочастиц и образование пылевых структур в средней атмосфере, таких как серебристые облака и полярные мезосферные радиоотражения. Указанные пылевые структуры могут заметно менять состав ионосферной плазмы в месте своей локализации. В зависимости от фотоэлектрических свойств частиц их наличие может привести как к избытку, так и к уменьшению электронной концентрации при сложном поведении концентрации ионов. Предлагаемая самосогласованная модель ионосферы, учитывающая рост микрочастиц, их седиментацию и зарядку, позволяет объяснить основные наблюдаемые ионизационные особенности летней полярной ионосферы.

PACS: 52.27.Lw, 92.60.Mt, 94.20.-y

## 1. ВВЕДЕНИЕ

В последние годы интенсивно исследуются процессы, происходящие в плазме, содержащей микрочастицы. Такую среду принято называть комплексной (complex) или пылевой плазмой (dusty plasmas). Ряд процессов, среди которых можно выделить рекомбинацию электронов и ионов на поверхности микрочастиц, фотоэффект и другие, приводит к их быстрой зарядке. Поэтому в такой плазме появляются новые пространственные и временные масштабы, что делает ее поведение значительно более сложным. В частности, появляются новые типы волн и неустойчивостей. Интерес к комплексной (пылевой) плазме обусловлен ее широкой распространенностью в природе. Пылевые частицы присутствуют в межзвездной среде, в магнитосферах и ионосферах планет, в атмосферах комет. Часто влияние пы-

левых частиц на состояние среды, в которой они находятся, велико и может быть даже определяющим. Благодаря лабораторным экспериментам, которые интенсивно проводятся с середины 90-х годов, понимание процессов, происходящих в комплексной (пылевой) плазме, значительно улучшилось [1–6]. Поэтому представляет интерес применение методов, развитых при исследовании пылевой плазмы, для изучения влияния микрочастиц на ионосферную плазму. Как будет показано ниже, пылевые частицы в ионосфере могут иметь как нано-, так и макромасштабные размеры. Для их описания в настоящей работе используется термин «микрочастицы», поскольку этот термин принят для комплексной (пылевой) плазмы, и, кроме того, процессы зарядки наномасштабных частиц с размерами, превышающими 10 нм, описываются аналогично процессам зарядки микромасштабных частиц. Вместе с тем данное исследование носит междисциплинарный характер и представляется актуальным не только для физики комплексной (пылевой) плазмы, но и для других научных направлений, активно развиваемых в настоящее время, таких как физика атмосферы, геофизика

\*E-mail: klumov@mpe.mpg.de

\*\*E-mail: s\_i\_popel@mtu-net.ru

\*\*\*Centre for Interdisciplinary Plasma Science,  
Max-Planck-Institut für Extraterrestrische Physik, D-85740  
Garching, Germany

микро- и наноструктурных объектов, экология и др.

Микрочастицы попадают в ионосферу как в результате бомбардировки Земли микрометеоритами с их последующим сгоранием в верхней части средней атмосферы на высотах 80–100 км, так и в результате конвективного переноса частиц из нижней атмосферы, главным образом, частиц сажи от лесных пожаров и частиц вулканического происхождения. Указанные процессы, как принято считать [7], приводят к появлению в нижней ионосфере на высотах 80–100 км пылевых частиц с характерным размером, равным нескольким нанометрам. Концентрация таких частиц варьируется в пределах  $10\text{--}1000\text{ см}^{-3}$  в зависимости от сезона и микрометеоритной активности. Можно показать, что в обычных условиях такие частицы практически не оказывают влияния на состояние ионосферной плазмы. Ситуация кардинально меняется в летней полярной мезосфере на высотах около 80–90 км, когда температура окружающего воздуха опускается ниже 150 К и пары воды, которые присутствуют на этих высотах, становятся пересыщенными (см., например, [8]). В этих условиях происходит рост пылевых частиц и, начиная с определенного размера (и момента времени), как будет показано ниже, выросшие микрочастицы определяют ионизационные свойства ионосферы в месте своей локализации. Отметим, что при интенсивных вторжениях микрометеоритов в средней и верхней атмосфере Земли на высотах 90–110 км часто наблюдаются узкие, спорадические слои повышенной ионизации [9], в которых основными ионами являются ионы металлов Na, K, Fe и их оксидов, что говорит в пользу метеоритного происхождения указанных ионов. В настоящей работе физика таких слоев не рассматривается.

Важной особенностью летней полярной ионосферы является наличие очень тонких (по сравнению со шкалой высот атмосферы) пылевых слоев, расположенных на высотах 80–85 км и известных как серебристые облака, или NLC (noctilucent clouds), и на высотах 85–95 км, называемых полярными мезосферными радиоотражениями, или PMSE (polar mesosphere summer echoes). Серебристые облака состоят из частиц субмикронных размеров, их вертикальная оптическая толщина значительно меньше единицы, но на закате их можно наблюдать невооруженным глазом, в то время как полярные мезосферные радиоотражения, которые, по-видимому состоят из заряженных наномасштабных частиц, оптическими методами не наблюдаются, а проявляются как сильные радиоотражения на радарх, работающих на частотах порядка 50–1000 МГц [10]. Силь-

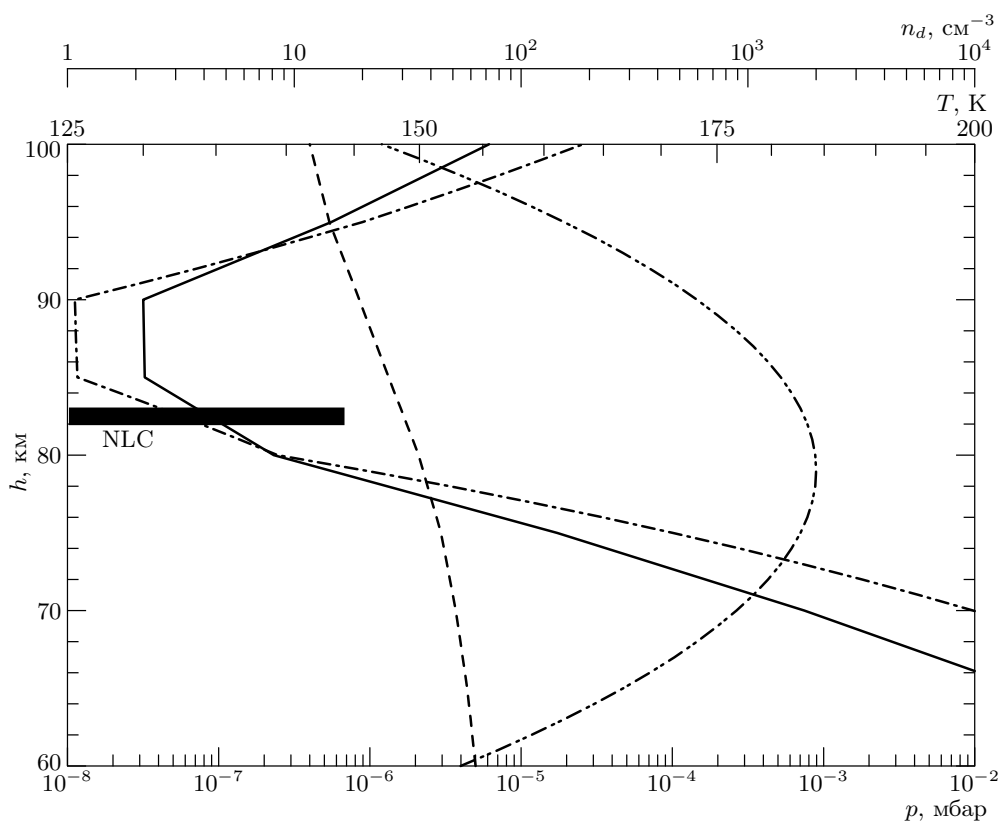
ная корреляция в наблюдениях серебристых облаков и полярных мезосферных радиоотражений дает основания считать, что эти образования имеют одинаковое происхождение. В литературе NLC и PMSE часто объединяют, называя их «полярными мезосферными облаками» или PMC (polar mesospheric clouds) [8]. Именно эти образования обсуждаются в настоящей работе, главной целью которой является построение самосогласованной модели указанных структур, позволяющей объяснить основные наблюдательные данные.

Статья построена следующим образом. Во втором разделе обсуждаются физические условия в летней полярной ионосфере, приводятся рассчитанные нами спектры солнечного излучения в мезосфере и наблюдательные данные о характерных концентрациях электронов и ионов. В третьем и четвертом разделах представлена теоретическая модель, описывающая образование и эволюцию пылевых структур в средней атмосфере, и обсуждаются результаты численного моделирования полярных мезосферных облаков. В Заключение перечисляются основные выводы работы.

## 2. УСЛОВИЯ В ЛЕТНЕЙ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЕ

Образование полярных мезосферных облаков NLC и PMSE (в дальнейшем называем их пылевыми структурами<sup>1)</sup>) происходит в полярной атмосфере на мезосферных высотах (80–100 км) в летний период с конца мая по конец августа. В этот период полярная мезосфера — самое холодное место на Земле. Температура окружающего воздуха в ней опускается ниже 150 К [8], и пары воды становятся пересыщенными. Создаются условия для роста пылевых частиц, главным механизмом которого, по-видимому, является конденсация молекул воды на наномасштабных частицах, всегда присутствующих на мезосферных высотах. Указанные частицы имеют характерный размер, равный нескольким нанометрам [11], и типичные концентрации  $10\text{--}1000\text{ см}^{-3}$ . Они являются либо продуктами извержений вулканов и лесных пожаров, которые попадают в мезосферу из нижней атмосферы в результате конвективного перемешивания атмосферного воздуха, либо (что более вероятно) продуктами сгорания микрометеоритов в средней атмосфере

<sup>1)</sup> В литературе также используется термин слоистые структуры, поскольку вертикальный размер таких образований 10–1000 м значительно меньше шкалы высот атмосферы.



**Рис. 1.** Качественные высотные профили температуры воздуха (сплошная кривая), парциального давления паров воды (штриховая кривая), давления насыщенных паров воды (штрих-пунктирная кривая) и концентрации частиц нанометровых размеров (штрих-пунктир-пунктирная кривая). Пары воды пересыщены в диапазоне высот 78–92 км. Степень их насыщения  $\Phi_{H_2O} = P_{H_2O}/P_{sat} \geq 1$ , поэтому возможно образование ледяных микрочастиц в результате гетерогенной нуклеации на частицах нанометровых размеров. Дополнительно представлены высоты, на которых наблюдаются серебристые облака

Земли. Поток метеороидов на Землю составляет 100 Мт/день (см., например, [12]), причем преимущественно выпадают сантиметровые тела, которые сгорают на высотах 80–100 км, поставляя в мезосферу частицы с характерным размером в несколько нанометров. Следует отметить, что данные наблюдений, касающихся наномасштабных частиц, в верхней части средней атмосферы практически отсутствуют, поскольку оптические методы не дают возможности их детектировать. Информацию о составе и распределении по размерам таких частиц могут дать только пролетные ракетные эксперименты [13], поэтому указанные числа отражают лишь модельные представления о мезосферной пылевой компоненте [7].

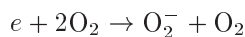
Рисунок 1 иллюстрирует условия в летней полярной мезосфере, важные с точки зрения физики полярных мезосферных облаков. Приведены, в частности, высотные профили температуры нейтрально-

го газа, давление насыщенных водяных паров, давление паров воды и качественный высотный профиль концентрации микрочастиц. Условия для роста (нуклеации) частиц выполняются в диапазоне высот около 78–92 км, где пары воды пересыщены. Отметим, что именно в этом высотном диапазоне наблюдаются серебристые облака и полярные мезосферные радиоотражения.

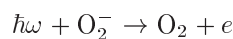
В условиях, когда местный водяной пар пересыщен, начинается рост наномасштабных частиц и их последующая зарядка. Особенностью ионосферы на рассматриваемых высотах является сложный состав заряженной компоненты: присутствуют электроны, положительные и отрицательные ионы. Положительные ионы можно условно разделить на две группы. В первую группу входят так называемые простые, первичные ионы  $N_2^+$ ,  $O_2^+$ ,  $NO^+$ , которые образуются как под действием солнечного излучения (в этом случае основным источником ионов являет-

ся фотоионизация окиси азота  $\text{NO}$  с образованием  $\text{NO}^+$ ), так и в процессе ионизации электронным ударом при высыпании энергичных электронов из радиационных поясов Земли. Во вторую группу входят сложные ионы, так называемые кластерные или протон-гидратные ионы  $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_n$  ( $n$  — степень гидратации, обычно  $n \leq 10$ ), которые образуются из простых ионов в результате довольно сложной цепочки реакций перезарядки [14]. Важно отметить, что у этих двух сортов положительных ионов существенно разные коэффициенты рекомбинации  $\alpha_{rec}$ : для простых ионов  $\alpha_{rec} \sim 10^{-7} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ , в то время как для протон-гидратных ионов  $\alpha_{rec} \sim 10^{-5} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ . Необходимо отметить, что парциальные концентрации каждой группы положительных ионов в мезосфере сложным образом зависят от скорости ионизации  $q_e$ , источника ионизации (т. е. от парциального вклада в ионизацию солнечного излучения и быстрых электронов), а также от нейтрального состава средней атмосферы и особенно от концентрации  $\text{NO}$  (поскольку фотоионизация идет главным образом на молекулах  $\text{NO}$ ). Очень важное влияние на состав положительных ионов оказывает температура  $T_n$  нейтрального газа. Это связано с тем, что энергия связи кластерных ионов при больших  $n$  очень мала. Например, при температурах  $T_n \geq 160 \text{ К}$  кластерные ионы с большим  $n$  ( $n \geq 10$ ) просто не образуются, поскольку процесс их разрушения в столкновениях с нейтралами эффективнее, чем процесс образования. В этом случае доминируют простые положительные ионы и протон-гидратные ионы с малым параметром гидратации  $n$ .

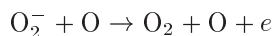
Отрицательные ионы также могут присутствовать в мезосфере [15]. Однако на интересующих нас высотах, где расположены полярные мезосферные облака (80–100 км), их влиянием можно пренебречь. Действительно, основной первичный отрицательный ион  $\text{O}_2^-$  образуется в реакции трехчастичного прилипания



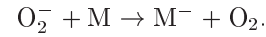
(константа этой реакции  $k_{att} \approx 10^{-31} \text{ см}^6 \cdot \text{с}^{-1}$ ). Гибель  $\text{O}_2^-$  происходит в процессах фотоотлипания



со скоростью (на рассматриваемых высотах)  $k_{photo} \approx 0.3 \text{ с}^{-1}$ , в столкновениях с атомарным кислородом



с константой реакции  $k_{det} \approx 3 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  и в реакциях перезарядки



Наиболее эффективной оказывается перезарядка на молекулах воды. Константа этой реакции приблизительно равна  $k_{ct}^{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^{-11} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ .

Кинетика  $\text{O}_2^-$  в нижней ионосфере может быть описана уравнением [16]

$$\frac{\partial[\text{O}_2^-]}{\partial t} \approx k_{att}n_e[\text{O}_2]^2 - k_{det}[\text{O}_2^-][\text{O}] - k_{photo}[\text{O}_2^-] - k_{ct}^{\text{H}_2\text{O}}[\text{O}_2^-][\text{H}_2\text{O}]. \quad (1)$$

Здесь квадратные скобки обозначают концентрации соответствующих соединений. Приравнявая источник и стоки  $\text{O}_2^-$ , оцениваем равновесную концентрацию  $\text{O}_2^-$ :

$$[\text{O}_2^-] \approx k_{att}n_e[\text{O}_2]^2 / (k_{photo} + k_{det}[\text{O}] + k_{ct}^{\text{H}_2\text{O}}[\text{H}_2\text{O}]) \approx 0.1\text{--}1 \text{ см}^{-3}.$$

Эта величина оказывается значительно меньшей характерных концентраций положительных ионов и электронов на этих высотах. Отметим, что указанные концентрации оцениваются из соотношения

$$n_e \approx n_i \approx (q_e/\alpha_{rec})^{1/2} \approx 10^2\text{--}10^4 \text{ см}^{-3},$$

где учтены характерные скорости ионизации в мезосфере  $q_e \sim 0.1\text{--}10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Микроскопические токи электронов и ионов окружающей плазмы и их рекомбинация на поверхности микрочастицы приводят к зарядке последней. Этот эффект сопровождается заметным снижением концентрации положительных ионов и электронов в области серебристых облаков и полярных мезосферных радиоотражений. Солнечное излучение, в зависимости от фотоэлектрических свойств микрочастиц, их концентрации и размера, может приводить к гораздо более сложному поведению заряженной компоненты запыленной ионосферной плазмы. Этот вопрос детально обсуждается в дальнейшем.

Помимо влияния на заряженную компоненту ионосферы пылевые частицы могут влиять и на состав нейтральной атмосферы. Отметим, в частности, каталитическое образование молекул воды на поверхности микрочастицы. Этот эффект может приводить к повышению концентрации воды в области локализации пылевых частиц, что, в свою очередь, обуславливает рост частиц, т. е. приводит

к появлению отрицательной обратной связи. Отметим, что влияние пылевых частиц на поведение малых составляющих средней атмосферы еще практически не изучено, хотя исследование этого влияния представляется весьма перспективным направлением фотохимии средней атмосферы. Это связано с тем, что гетерогенные химические реакции (происходящие на поверхности микрочастиц) могут быть сопоставимы по эффективности с газофазными химическими реакциями в средней атмосфере Земли. Например, есть указания на то, что концентрация атомарного кислорода заметно понижена в окрестности серебристых облаков [17]. Следует также отметить возможную связь между образованием полярных мезосферных облаков (NLC и PMSE) и глобальным изменением климата, что безусловно вызывает дополнительный интерес к изучению этих структур. По-видимому, можно считать установленным, что частота появления полярных мезосферных облаков заметно возросла за последние десятилетия [9]. При этом есть указания на то, что температурный режим летней полярной мезосферы практически не изменился<sup>2)</sup> [18]. Указанный тренд, возможно, связан с увеличением концентрации паров воды в мезосфере, что, в свою очередь, может быть вызвано увеличением концентрации метана в мезосфере (в результате окисления которого образуется вода). Хорошо известно, что содержание метана в нижней атмосфере также имеет тенденцию к увеличению, однако на сегодняшний день причинно-следственные связи, ответственные за связь между указанными трендами, не установлены.

Важным параметром летней полярной мезосферы является ее освещенность солнечным излучением. На рис. 2 представлены рассчитанные спектры солнечного излучения в зависимости от высоты для зенитного угла  $85^\circ$ . Дополнительно представлены внеатмосферный спектральный поток солнечного излучения  $F_\lambda^{out}$  и его кумулятивная характеристика

$$\Phi(\lambda) = \int_0^\lambda F_\lambda^{out} d\lambda,$$

позволяющая оценить роль фотоэффекта на пыле-

<sup>2)</sup> Рост частоты появлений полярных мезосферных облаков может быть связан и с дополнительным охлаждением мезосферы (пока, по-видимому, не обнаруженным), вызванным увеличением эмиссии углекислого газа  $\text{CO}_2$  антропогенной природы в нижней атмосфере. Отметим, что  $\text{CO}_2$  является парниковым газом. Рост его концентрации, как принято сейчас считать, приводит к нагреву нижней атмосферы и к охлаждению мезосферы.

вых частицах в зависимости от оптических и фотоэлектрических свойств материала микрочастицы. Расчет спектров солнечного излучения проводился с использованием кода Phodis [19].

Выбранный зенитный угол является типичным. В летний период Солнце практически не заходит за горизонт на рассматриваемых высотах, а спектр солнечного излучения слабо зависит от зенитного угла Солнца  $\alpha_s$ , если  $\alpha_s \leq 90^\circ$ . Более того, даже если  $\alpha_s \leq 95^\circ$ , то в мезосферу попадает рассеянное излучение с длиной волны  $\lambda \geq 300$  нм, практически не ослабляясь (сильно подавлено только коротковолновое излучение Солнца). Диапазон изменения зенитных углов  $85-95^\circ$  охватывает практически все наблюдательные данные по полярным мезосферным облакам. Хорошо видно, что солнечное излучение сильно поглощается на высотах  $h \approx 100$  км для длин волн  $\lambda \leq 175$  нм, что соответствует энергиям фотона  $\hbar\omega \geq 7.3$  эВ. Работа выхода  $W_{ice}$  для льда приблизительно равна 8.7 эВ, следовательно, фотоэффект на ледяных частицах отсутствует, что, в частности, обуславливает отрицательные заряды ледяных микрочастиц. В случае же, если пылевая частица содержит металлические включения (при этом работа выхода  $W$  составляет несколько эВ, например [20], для натрия  $W = 2.35$  эВ, для калия  $W = 2.22$  эВ, для кальция  $W = 2.80$  эВ, для магния  $W = 3.64$  эВ, для алюминия  $W = 4.2$  эВ и для железа  $W \approx 4.6$  эВ), то фотоэффект в зависимости от размера пылевой частицы может играть определенную роль в ионизационном балансе средней атмосферы, а пылевая частица при этом может нести положительный заряд. Такая ситуация возможна для микрочастиц, являющихся продуктами стгорания микрометеоритов, в состав которых входят указанные элементы в заметном количестве. Для одиночной металлической микрочастицы темп ионизации  $q_d^{photo}$ , индуцированной ею, может быть сопоставим с темпом ионизации, индуцированной естественными источниками, к которым можно отнести ионизирующее солнечное излучение и быстрые электроны:

$$q_d^{photo} \approx Q_{abs} \Phi(\lambda_W) Y(\lambda \leq \lambda_W) \sim \sim 0.1-10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1} \sim q_e.$$

Здесь  $Q_{abs} \approx \pi a^2$  — эффективное сечение поглощения солнечного излучения металлической микрочастицей радиусом  $a$ ,  $\Phi(\lambda_W)$  — интегральный поток фотонов с энергиями, превышающими работу выхода  $W$ ,  $Y(\lambda)$  — выход фотоэлектронов; обычно величина  $Y$  значительно меньше единицы

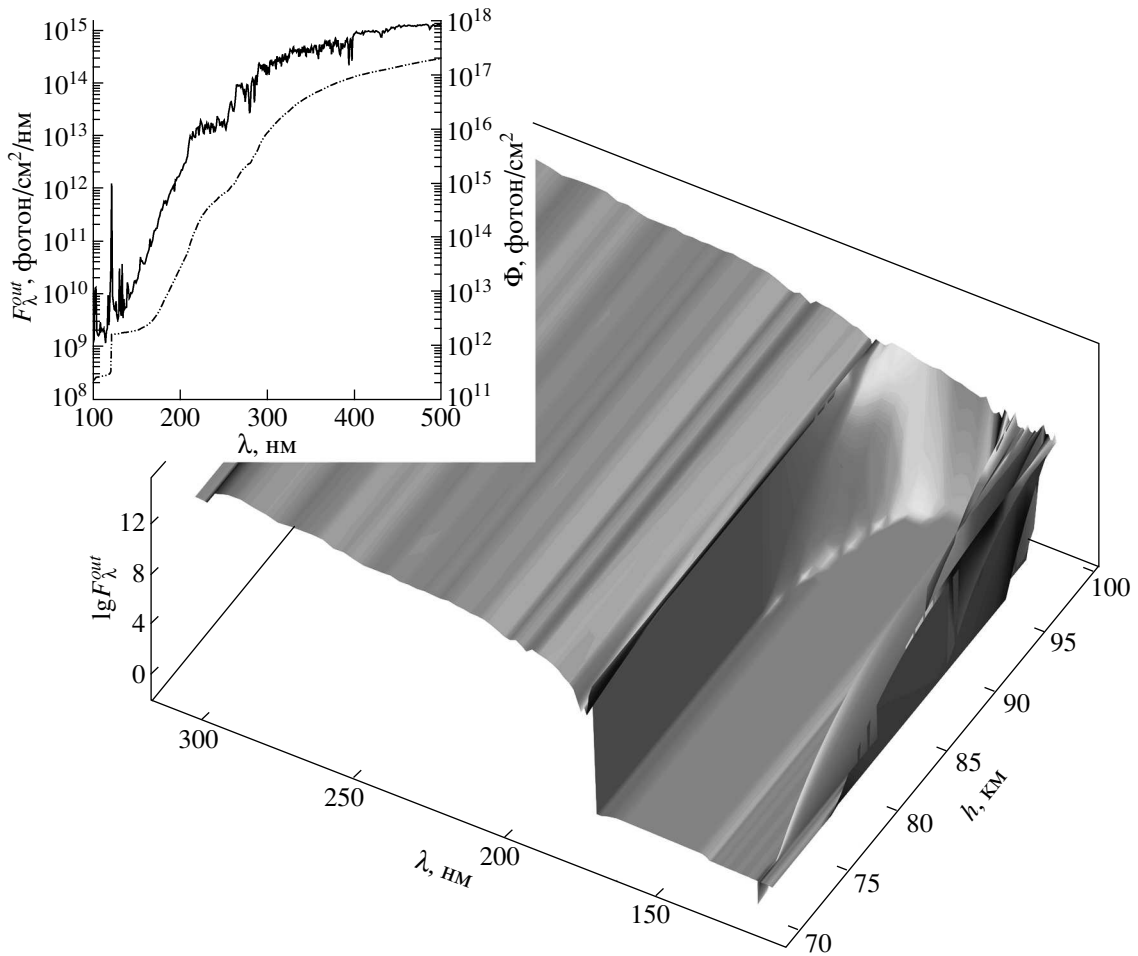


Рис. 2. Зависимость спектрального потока солнечного излучения в летней полярной мезосфере от высоты. Солнечный зенитный угол принят равным  $85^\circ$ . На вставке — внеатмосферный  $F_\lambda^{out}$  (сплошная кривая) и кумулятивный

$$\int_0^\lambda F_\lambda^{out} d\lambda \text{ (штрих-пунктир-пунктирная кривая) потоки солнечного излучения}$$

( $Y \sim 10^{-2} - 10^{-4}$ ). Таким образом, микрочастицы в мезосфере в зависимости от состава могут нести на себе заряды разных знаков, а это, в свою очередь, существенно усложняет их возможное влияние на состав плазмы в ионосфере.

К сожалению, в настоящее время, несмотря на более чем тридцатилетнюю историю ракетных экспериментов в летней полярной мезосфере, не имеется достаточного числа экспериментальных данных о составе плазмы внутри пылевых структур. Только в одиннадцати экспериментах измерялись концентрации как электронов, так и ионов, и только в двух исследовалось распределение микрочастиц по размерам. Поскольку ионизационное состояние мезосферы зависит от многих факторов, таких как скорость ионизации, состав нейтрального газа, потоки солнеч-

ного излучения, состав пылевых частиц, температура нейтрального газа и др., однозначная интерпретация наблюдательных данных вряд ли возможна. Тем не менее представляет интерес систематизировать наблюдательные данные о поведении заряженной компоненты в полярной летней мезосфере. Можно выделить пять характерных случаев [10, 21, 22]:

- 1) наблюдались значительные понижения концентрации (bite-outs) электронов и положительных ионов на высотах 80–85 км;
- 2) наблюдались значительные понижения концентрации электронов без заметных изменений в концентрации и составе положительных ионов;
- 3) в области локализации серебристых облаков наблюдалось заметное увеличение концентрации электронов, при этом концентрации ионов и их

состав не измерялись;

4) наблюдалось заметное увеличение концентрации положительных ионов с одновременным понижением концентрации электронов;

5) не наблюдалось заметных изменений в концентрациях электронов и положительных ионов, при этом наблюдались сильные радиоотражения от мезосферы (на высотах 85–90 км) для частот радара 50–1000 МГц.

Как будет показано ниже, присутствие микро-частиц в средней атмосфере позволяет объяснить указанные наблюдательные данные.

### 3. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЫЛЕВЫХ СТРУКТУР

Суммируем данные о летней полярной мезосфере, которые будем использовать при построении модели пылевых структур. Описание невозмущенной заряженной компоненты будем проводить с помощью суточной модели полярной ионосферы [23], которая на количественном уровне описывает суточные вариации плотности ионосферной плазмы на высотах 80–100 км. Для простоты в дальнейшем будем разбивать все положительные ионы на две группы. В первую входят простые первичные ионы  $N_2^+$ ,  $O_2^+$ ,  $NO^+$  с коэффициентом рекомбинации  $\alpha_{rec}^s \approx 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Во вторую группу входят кластерные протон-гидратные ионы  $H^+(H_2O)_n$  с усредненным по  $n$  коэффициентом рекомбинации  $\alpha_{rec}^c \approx 10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Скорость конверсии  $\beta_c$  из простых ионов в кластерные и скорость ионизации  $q_e$  определяются согласно указанной модели летней полярной ионосферы. Характерные значения  $\beta_c$  и  $q_e$  в рассматриваемых условиях оказываются порядка  $\beta_c \sim 0.1 \text{ с}^{-1}$ ,  $q_e \sim 0.1\text{--}10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Перенос солнечного излучения в средней атмосфере рассчитывается с учетом реальных зенитных углов в данный сезон. Для описания нейтрального состава используется модель летней полярной атмосферы [24]. В качестве начального высотного профиля микро-частиц используется модельный. При этом концентрация микро-частиц  $n_d$  имеет максимум  $n_d \sim 10^3 \text{ см}^{-3}$  на высоте 90 км. Характерный масштаб изменения концентрации микро-частиц имеет порядок шкалы высот  $H$  средней атмосферы ( $H \approx 7 \text{ км}$ ). Характерные концентрации  $n_n$  нейтрального газа на высотах около 80 км определяются из модели атмосферы:  $n_n \approx 5 \cdot 10^{14} \text{ см}^{-3}$ .

Система уравнений, описывающих влияние пылевых частиц на ионизационные свойства летней по-

лярной ионосферы, записывается в локальном приближении, использование которого оправдано, поскольку характерные времена зарядки микро-частиц в запыленной ионосфере значительно меньше характерных времен их переноса. Система уравнений включает в себя уравнения непрерывности [16] для концентрации электронов  $n_e$ , концентрации первичных  $n_i^s$  и кластерных  $n_i^c$  ионов, а также для заряда микро-частицы  $Z_d^a$  радиуса  $a$ :

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = q_e - \alpha_{rec}^s n_e n_i^s - \alpha_{rec}^c n_e n_i^c + L_{photo}^e - L_{dust}^e, \quad (2)$$

$$\frac{\partial n_i^s}{\partial t} = q_e - \alpha_{rec}^s n_e n_i^s - \beta_c n_i^s - L_{dust}^s, \quad (3)$$

$$\frac{\partial n_i^c}{\partial t} = \beta_c n_i^s - \alpha_{rec}^c n_e n_i^c - L_{dust}^c, \quad (4)$$

$$\frac{\partial Z_d^a}{\partial t} = q_{photo} + \nu_s + \nu_c - \nu_e, \quad (5)$$

а также кинетическое уравнение, описывающее эволюцию функции распределения микро-частиц  $f_d(h, a, v, t)$  на высоте  $h$ :

$$\frac{\partial f_d}{\partial t} + \frac{\alpha_w m_w v_w^{th} \rho_d [H_2O]}{4} \frac{\partial f_d}{\partial a} + v \frac{\partial f_d}{\partial h} + \left( g - \frac{\pi \rho c_s a^2 F_d (v + v_{wind})}{m_d} \right) \frac{\partial f_d}{\partial v} = 0. \quad (6)$$

Здесь  $L_{dust}^j$  ( $j = e, s, c$ ) — слагаемые, описывающие гибель электронов, простых и кластерных ионов на пылевых частицах, причем

$$L_{dust}^j = \int \nu_j n_d$$

(учитывается распределение  $dn_d$  микро-частиц по размерам,  $n_d = \int f_d dv da$ ), слагаемое  $L_{photo}^e$  описывает рождение фотоэлектронов при поглощении солнечного излучения частицами,

$$L_{photo}^e = \int q_{photo} n_d,$$

а слагаемые  $\nu_e$ ,  $\nu_s$ ,  $\nu_c$  описывают скорости зарядки, обусловленные столкновениями электронов и ионов (простых и кластерных) с микро-частицами. Слагаемое  $q_{photo}$  описывает скорость ионизации, вызванную фотоэффектом,  $\beta_c$  — скорость конверсии простых ионов в кластерные.

В кинетическом уравнении (6) второй член описывает рост микро-частиц в окружающем пересыщенном водяном паре, четвертый член описывает

седиментацию (подъем) пылевой частицы при взаимодействии с нейтралами (neutral drag). Здесь  $\rho$  и  $\rho_d$  — плотности, соответственно, воздуха и материала микрочастицы,  $m_d$  — масса микрочастицы,  $\alpha_w$  — коэффициент аккомодации молекул воды при столкновении с пылевой частицей (обычно  $\alpha_w \sim 1$ ),  $v_w^{th}$  и  $c_s$  — тепловая скорость молекул воды и местная скорость звука,  $v_{wind}$  и  $v$  — вертикальные скорости ветра и частицы, соответственно,  $F_d$  — коэффициент порядка единицы, отражающий влияние формы частицы.

Следует отметить, что в рассматриваемых условиях в атмосфере Земли формируется крупномасштабный так называемый циркумполярный вихрь, приводящий, в частности, к подъему газа, вовлеченного в движение. В мезосфере это приводит к появлению вертикальной положительной (направленной против гравитации) компоненты скорости нейтрального газа. Характерные значения вертикальной скорости ветра находятся в диапазоне  $v_{wind} \approx 1-10$  см/с.

Отметим, что в мезосфере коагуляцию микрочастиц при их столкновениях друг с другом можно не учитывать. Характерное время  $\tau_{coag}$  такого процесса значительно превышает все остальные значимые характерные времена:

$$\tau_{coag} \approx (n_d v \pi a^2)^{-1} \geq 10^6 \text{ с.}$$

Система уравнений (2)–(6) выписана в рамках одномерного приближения (пространственная координата — высота частицы  $h$ ). Оправданность такого приближения связана с тем, что вертикальный размер полярных мезосферных облаков ( $\sim 1$  км) значительно меньше горизонтального ( $\sim 100$  км), а горизонтальные скорости переноса микрочастиц меньше или порядка вертикальной скорости переноса, поэтому на рассматриваемых временах (порядка одного дня) горизонтальным смещением частиц можно пренебречь.

Для вычисления микроскопических токов электронов и ионов на микрочастицы используется зондовая модель (orbit-limited probe model) [25, 26], в рамках которой сечения взаимодействия ионов и электронов с заряженной частицей определяются из законов сохранения момента импульса и энергии. Если микрочастицы заряжены отрицательно, то зондовое приближение приводит к следующим выражениям для скоростей зарядки:

$$\nu_e \approx \pi a^2 \left( \frac{8T_e}{\pi m_e} \right)^{1/2} n_e \exp \left( \frac{eq_d}{aT_e} \right),$$

$$\nu_i \approx \pi a^2 \left( \frac{8T_i}{\pi m_i} \right)^{1/2} n_i \left( 1 - \frac{eq_d}{aT_i} \right).$$

Для положительно заряженных пылевых частиц выражения для  $\nu_e$ ,  $\nu_i$  принимают вид

$$\nu_e \approx \pi a^2 \left( \frac{8T_e}{\pi m_e} \right)^{1/2} n_e \left( 1 + \frac{eq_d}{aT_e} \right),$$

$$\nu_i \approx \pi a^2 \left( \frac{8T_i}{\pi m_i} \right)^{1/2} n_i \exp \left( -\frac{eq_d}{aT_i} \right).$$

Здесь  $q_d = Z_d e$  — заряд пылевой частицы,  $-e$  — заряд электрона,  $T_e$ ,  $T_i$  — температуры, соответственно, электронов и ионов,  $m_\alpha$  — масса частицы сорта  $\alpha$ . Скорость ионизации, ассоциированная с фотоэффектом  $q_{photo}$ , определяется потоком солнечного излучения  $F(\lambda)$ :

$$q_{photo} \approx \pi a^2 \int_0^{\lambda^*} Q_{abs}(a, m(\lambda)) F(\lambda) Y(\lambda) d\lambda, \quad (7)$$

где  $Q_{abs}$  — сечение поглощения фотона,

$$m(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda)$$

— комплексный показатель преломления материала микрочастицы,  $F(\lambda)$  — поток солнечного излучения,  $\lambda^*$  — максимальная длина волны фотона, приводящая к фотоэффекту,  $Y(\lambda)$  — вероятность фотоэффекта. Зависимость  $Y$  от длины волны  $\lambda$  достаточно сложная. Обычно используется зависимость Фаулера–Нордхайма [27]

$$Y(\lambda) = C \left( W - \frac{2\pi\hbar c}{\lambda} \right)^2,$$

где коэффициент  $C$  обычно варьируется в пределах  $10^{-2}-10^{-4}$  эВ $^{-2}$  и зависит от размера и состава пылевой частицы [28]. Отметим, что фотоэффект может быть существен для достаточно крупных частиц. Для частиц с размером в несколько нанометров эффективность фотоэффекта мала из-за сильного уменьшения ( $\propto a^3$ ) сечения поглощения  $Q_{abs}$  для  $a \ll \lambda$ .

Пределы интегрирования в (7) определяются из условия, что только фотоны с энергиями

$$\frac{2\pi\hbar c}{\lambda} - W - \frac{e^2 Z_d}{a}$$

приводят к рождению фотоэлектронов. В рассматриваемом случае энергия фотона составляет



несколько эВ, в то время как равновесный потенциал заряженной частицы имеет порядок

$$\frac{T_e}{e} \approx \frac{T_n}{e},$$

где  $T_n \approx 0.03$  эВ — температура нейтралов в мезосфере. Действительно, фотоэлектроны рождаются с энергиями порядка нескольких эВ,

$$E \approx \frac{2\pi\hbar c}{\lambda} - W \sim 1 \text{ эВ} \gg T_n,$$

поэтому для зарядки микрочастиц важно, как быстро они термализуются. Охлаждение фотоэлектронов можно оценить из соотношения

$$\frac{\partial T_e}{\partial t} = -\nu_{en}(T_e)\delta_{en}(T_e)(T_e - T_n), \quad (8)$$

где  $\nu_{en}(T_e)$  — частота столкновений электрона с нейтралами, а  $\delta_{en}(T_e)$  — доля энергии, теряемая электроном в одном столкновении. Отметим, что для  $T_e \sim 1$  эВ наиболее эффективным является охлаждение электронов в неупругих столкновениях с молекулярным газом ( $O_2, N_2$ ) (возбуждение колебательных уровней молекул электронным ударом), при этом величина  $\delta_{en} \approx 10^{-2}$ . Характерное время  $\tau_c^e$  охлаждения электрона на мезосферных высотах тогда становится порядка

$$\tau_c^e \sim (\nu_{en}\delta_{en})^{-1} \sim 10^{-2} \text{ с},$$

что значительно меньше характерного времени зарядки микрочастицы  $\nu_i^{-1}$ , которое имеет порядок

$$\nu_i^{-1} \sim (\pi a^2 n_i v_{Ti})^{-1} \geq 0.1 \text{ с}.$$

Это означает, что

$$T_e \approx T_n$$

и, соответственно,

$$\frac{e^2 |Z_d|}{a} \sim kT_e \approx 0.01 \text{ эВ} \ll \frac{2\pi\hbar c}{\lambda}.$$

Таким образом, можно пренебречь зависимостью фототока электронов от заряда микрочастицы. Напомним также, что пренебрегается влиянием отрицательных ионов на процессы зарядки микрочастиц в мезосфере.

Система уравнений (2)–(7) описывает самосогласованно пространственно-временные вариации ионизационных свойств (концентрации плазмы, состава ионов и заряда микрочастиц), а также распределение микрочастиц по размерам в летней полярной мезосфере. Граничные условия для функции распределения микрочастиц  $f_d(t, a, h)$  следующие: на верхней границе ( $h = 100$  км)

$$f_d(a, h, t) = 0,$$

что соответствует отсутствию микрочастиц на больших высотах, на нижней границе ( $h = 78$  км) считаем также, что

$$f_d(a, h, t) = 0.$$

Последнее физически означает быстрое испарение микрочастиц при выходе из области, где пары воды пересыщены.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

В данном разделе на ряде частных примеров обсуждаются результаты, полученные в рамках изложенной выше теоретической модели летней полярной ионосферы на высотах 80–95 км. Обсуждение проводится с точки зрения возможности объяснения основных наблюдательных данных о поведении заряженной компоненты в запыленной ионосфере.

На рис. 3 представлена зависимость равновесного заряда пылевой частицы радиусом 100 нм, расположенной на высоте 85 км, от концентрации микрочастиц и эффективного потока солнечного излучения, т.е. излучения, приводящего к фотоэмиссии электронов. Такое параметрическое исследование полезно для оценки заряда микрочастицы в летней полярной мезосфере при изменении зенитного угла Солнца. Работа выхода, как предполагается, составляет около 4 эВ, что подразумевает присутствие металлических включений в ледяной микрочастице. На рис. 3 хорошо видно, что даже при умеренных потоках солнечного излучения, микрочастица несет достаточно большой положительный заряд  $Z_d \approx 50$ , величина которого падает с ростом концентрации частиц. Для типичных концентраций пылевых частиц в мезосфере ( $n_d \approx 300 \text{ см}^{-3}$ ) и умеренных потоков солнечного излучения заряд такой частицы составляет около 10 зарядов электрона. Понятно, что при этом пылевые частицы заметно возмущают состав плазмы в месте своей локализации, поскольку суммарный заряд микрочастиц сопоставим с зарядом электронов и ионов:

$$n_d |Z_d e| \sim |e| n_e.$$

При уменьшении интенсивности эффективного солнечного излучения заряд такой частицы становится отрицательным и порядка одного заряда электрона. Это означает, что фотоэффект может заметно понизить абсолютный заряд микрочастицы в мезосфере (в отсутствие фотоэффекта заряд указанной частицы отрицательный, частица несет на себе порядка 10 зарядов электрона).

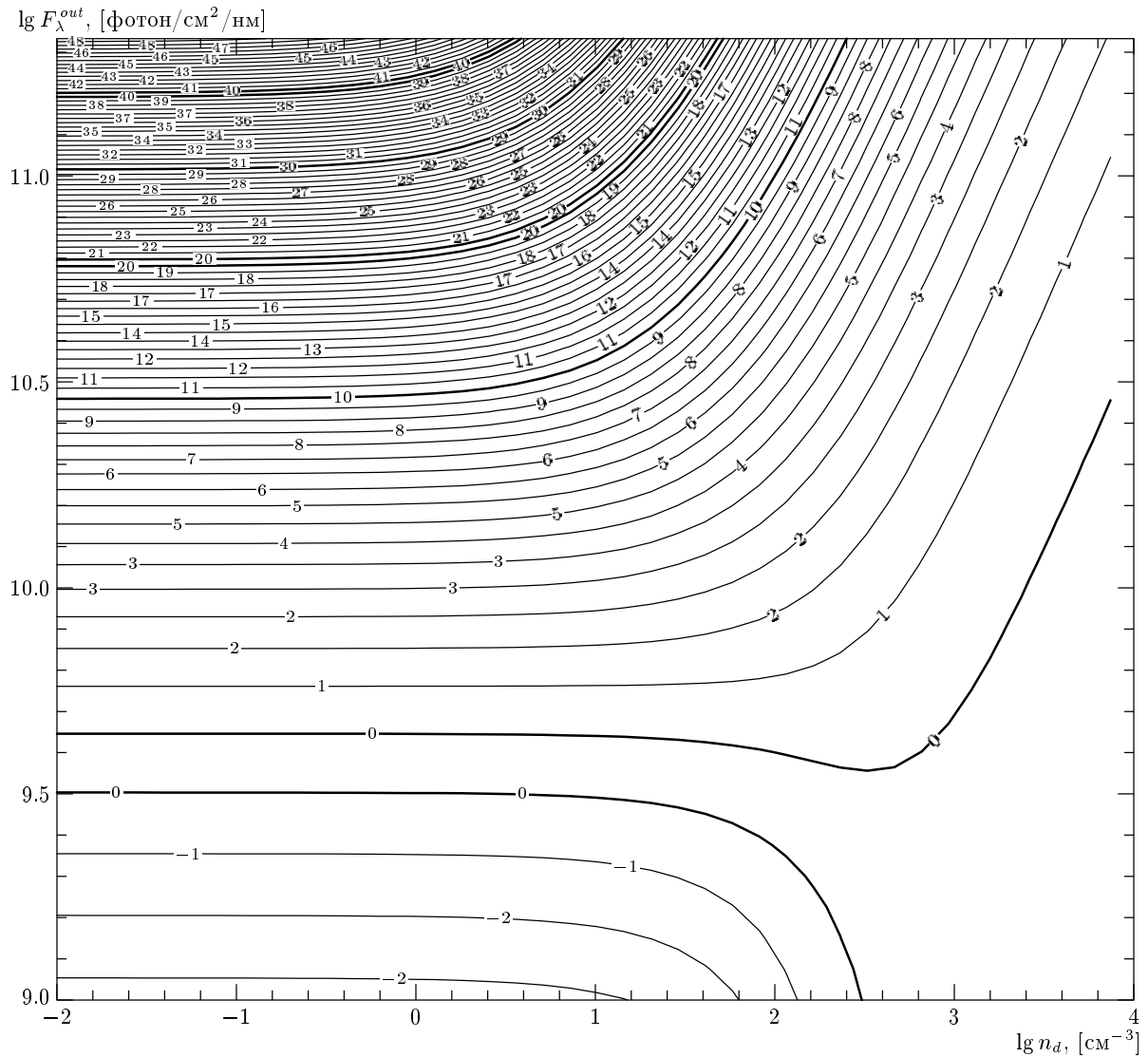


Рис. 3. Зависимость заряда пылевой частицы размером 100 нм на высоте 85 км от потока солнечного излучения и концентрации микрочастиц. Принято, что работа выхода для материала частицы составляет примерно 4 эВ. Цифры у кривых — заряд частицы в единицах заряда электрона

В этом случае флуктуации заряда становятся заметными,

$$|\delta Z_d| \sim |Z_d|,$$

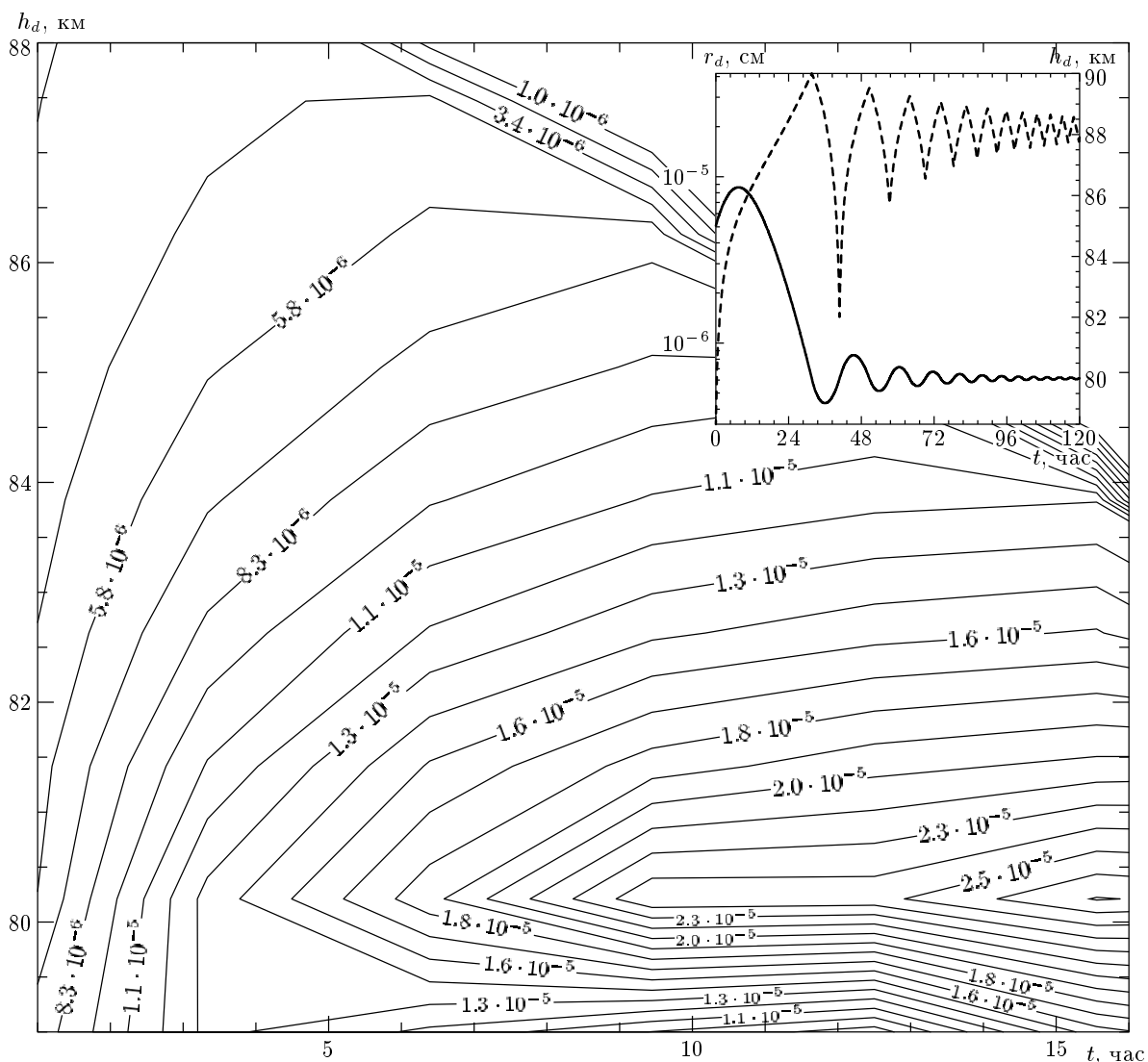
и дифференциальное уравнение (5), описывающее процесс зарядки пылевой частицы, становится неприменимым, поскольку в нем неявно подразумевается, что заряд меняется непрерывным образом, т. е. не учитывается его дискретность. В случае малых значений  $Z_d$  временная эволюция заряда пылевой частицы описывается уравнением Ланжевена [29]

$$\frac{\partial Z_{d,j}}{\partial t} = q_{photo,j} + \nu_{i,j}^p + \nu_{i,j}^c - \nu_{e,j} + g(t),$$

где  $g(t)$  — случайная функция, с нулевым средним значением:

$$g(t)g(t + t') \approx 2\tau_{ch}^{-1}(\delta Z_d)^2\delta(t - t'),$$

$\tau_{ch} \sim \nu_i^{-1}$  — характерное время зарядки микро-частицы. Различия между непрерывным и дискретным уравнениями зарядки может быть существенным при оценке заряда небольших частиц размером порядка 10 нм, которые не представляют, с нашей точки зрения, значительного интереса в физике полярных мезосферных облаков. Для интересующих нас размеров пылевых частиц (больше 10 нм) заряды, приобретаемые ими, как правило, оказываются



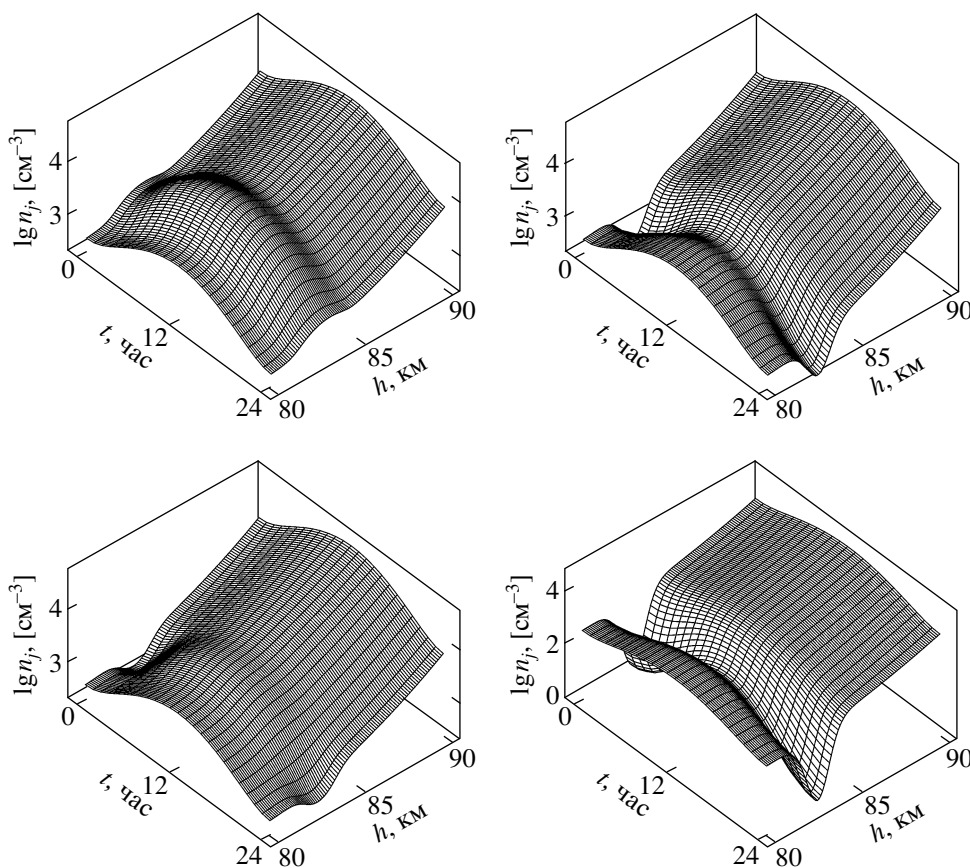
**Рис. 4.** Зависимость размера пылевой частицы от времени и высоты, характеризующая седиментацию пылевых частиц в летней полярной мезосфере. Видно формирование на высотах около 80 км слоя частиц с характерным размером 0.3–0.5 мкм за времена порядка 10 ч. На вставке — типичные зависимости высоты (сплошная кривая) и радиуса (штриховая кривая) пылевой частицы от времени, характеризующие влияние восходящих потоков воздуха на динамику микрочастиц. Скорость подъема воздуха считалась равной 10 см/с. Цифры у кривых — размер частицы в см

достаточно большими ( $|Z_d| \gg 1$ ) и использование уравнения (5) вполне оправдано.

На рис. 4 показана эволюция начального высотного профиля микрочастиц, а также представлена зависимость размера микрочастиц от высоты и времени. В качестве начального высотного профиля пылевых частиц использовался модельный, в котором частицы радиусом 10 нм имели гауссово распределение по высотам

$$n_d \propto \exp \left( -(h - h_0)^2 / H^2 \right),$$

где  $h_0 = 90$  км, а  $H \approx 7.5$  км. Представленное решение кинетического уравнения (6) иллюстрирует формирование в течение нескольких часов на высотах около 80 км слоя пылевых частиц (их концентрация варьируется в пределах  $n_d \approx 10\text{--}1000$  см<sup>-3</sup>) с характерным размером  $2a \approx 0.5$  мкм. Следует отметить, что этот размер зависит от коэффициента аккомодации  $\alpha_w$  и плотности растущей частицы  $\rho_d$ . На этом рисунке хорошо виден рост частиц при их седиментации в мезосфере. Наличие восходящих по-



**Рис. 5.** Влияние слоя пылевых частиц с различными фотоэлектрическими свойствами на концентрацию электронов и ионов в нижней ионосфере. Правая панель соответствует случаю, когда фотоэффект на пылевых частицах отсутствует (величина работы выхода превосходит 7.3 эВ, материалом микрочастицы является, например, чистый лед). Левая панель соответствует случаю, когда фотоэффект оказывает сильное влияние на состав плазмы в мезосфере (работа выхода меньше 7.3 эВ, материалом микрочастицы является, например, кальций). Верхние рисунки — концентрации электронов, нижние рисунки — концентрации ионов

токов воздуха приводит к увеличению времени жизни частицы в мезосфере и, соответственно, к увеличению характерного размера микрочастицы. На внутреннем рисунке показано влияние вертикального ветра, направленного вверх, против сил гравитации, на параметры одиночной частицы радиусом  $r_0 = 3$  нм, первоначально расположенной на высоте  $h_0 = 85$  км. На нем представлены зависимости от времени высоты  $h_d$  и радиуса  $r_d$  этой пылевой частицы. Скорость подъема воздуха  $v_{wind}$  считалась равной 10 см/с, что по порядку величины совпадает с наблюдаемыми скоростями ветра в летней полярной мезосфере. Отметим, что с увеличением времени  $r_d \rightarrow r_\infty \approx 200$  нм, а  $h_d \rightarrow h_\infty = 80$  км, причем значения  $h_\infty$  и  $r_\infty$  не зависят от начальных высоты  $h_0$  и радиуса микрочастицы  $r_0$ , а определяются только скоростью ветра  $v_{wind}$ . Поэтому при ненуле-

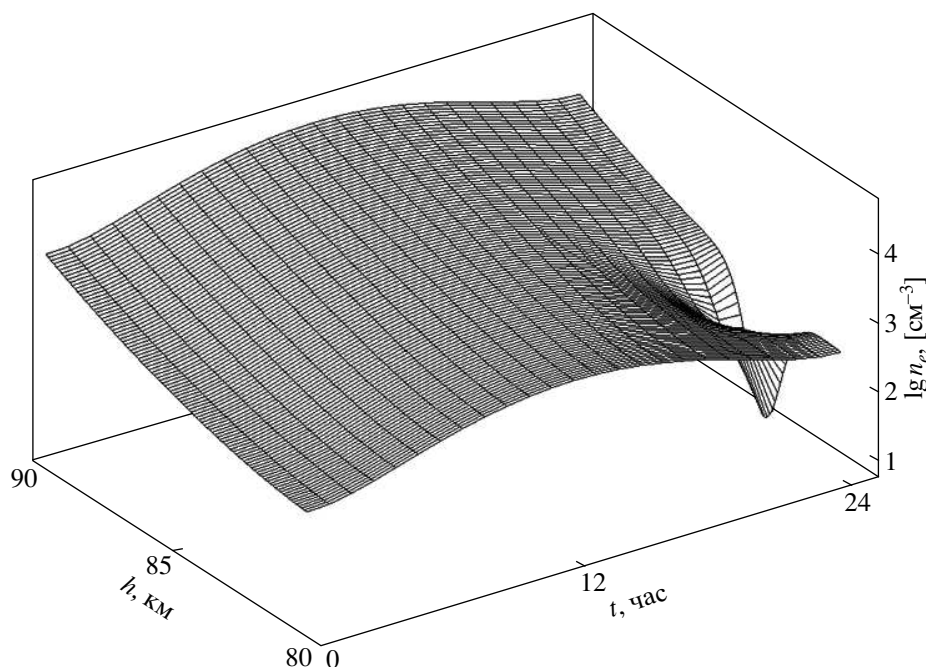
вой положительной вертикальной скорости воздуха в мезосфере частицы, выбывшие из пылевого облака, начинают быстро испаряться, их размер уменьшается, и они снова забрасываются в мезосферу восходящим потоком воздуха, где опять начинается их рост и седиментация. В результате у пылевого облака появляется резкая нижняя граница  $h_b$ , определяемая из условия

$$\Phi_{H_2O}(h_b) = \frac{P_{H_2O}(h_b)}{P_{sat}(h_b)} = 1.$$

Для частицы радиусом  $r_0 = 3$  нм минимальная скорость подъема, требуемая для такого заброса частицы обратно в мезосферу, достаточно мала,

$$v_{wind} \approx \frac{\rho_d}{\rho} \frac{g}{c_s} r_0 \approx 0.1 \text{ см/с},$$

и легко достижима в условиях летней полярной мезосферы в силу существования циркумполярного



**Рис. 6.** Зависимость концентрации электронов  $n_e$  в запыленной летней полярной мезосфере от высоты и времени. В начальный момент времени характерный размер частиц составляет несколько нм и они не оказывают влияния на  $n_e$ . С течением времени рост частиц, их седиментация и зарядка приводят к появлению на высотах 80–85 км слоя заряженных микрочастиц. В этом слое концентрация электронов сильно понижена

вихря. Таким образом, седиментация и рост наномасштабных частиц в мезосфере приводят к появлению узкого слоя субмикронных частиц на высотах 80–85 км, как раз в той области высот, где наблюдаются серебристые облака.

Наличие слоя субмикронных частиц в мезосфере приводит (в зависимости от фотоэлектрических свойств материала микрочастицы) к сильному изменению параметров плазмы. Этот эффект иллюстрирует рис. 5, на котором представлены пространственно-временные вариации концентраций ионов и электронов в мезосфере в присутствии слоя пылевых частиц с разными значениями работы выхода. Правая панель соответствует случаю чисто ледяной микрочастицы, т.е. случаю, когда фотоэффект отсутствует. Это приводит к отрицательному заряду микрочастиц и, как следствие, к понижению концентрации как ионов, так и электронов в месте локализации слоя пылевых частиц. Действительно, присутствие пылевых частиц в ионосфере приводит к рекомбинации плазмы на поверхности частиц, что увеличивает потери электронов и ионов согласно (2)–(5), поэтому их равновесные концентрации становятся меньше. Можно показать, что концентрации пылевых частиц  $n_d \approx 10^2 \text{ см}^{-3}$  с разме-

рами  $2a \approx 100 \text{ нм}$  оказывается достаточно для заметного понижения плотности плазмы в мезосфере. Такие параметры пылевых частиц являются типичными, например, для таких образований, как серебристые облака. Следует отметить, что понижение электронной концентрации уменьшает рекомбинационные потери ионов, так что присутствие микрочастиц может, наряду с понижением концентрации электронов, практически не изменить (а иногда и увеличить) концентрации ионов в мезосфере. Понятно, что эти эффекты зависят от соотношения между рекомбинационными потерями ионов и потерями ионов на пылевых частицах. Начиная с определенной концентрации частиц, когда концентрация электронов сильно понижена и, соответственно, рекомбинационные потери ионов подавлены, равновесная концентрация ионов перестает зависеть от концентрации электронов и определяется только гибелью ионов на микрочастицах.

Левая панель рис. 5 представляет случай, когда микрочастица состоит из материала с небольшой ( $W \approx 3\text{--}4 \text{ эВ}$ ) работой выхода. В этом случае даже при умеренных концентрациях ( $n_d \sim 10\text{--}10^2 \text{ см}^{-3}$ ) микрочастиц представленная модель предсказывает увеличение концентрации электронов и понижение

концентрации ионов за счет увеличения рекомбинационных потерь.

Следует отметить, что поведение мезосферной плазмы при заметной роли фотоэффекта становится значительно богаче. В зависимости от размера микрочастиц и их концентрации могут реализовываться практически все наблюдаемые (приведенные выше в разд. 2) ионизационные следствия присутствия микрочастиц в мезосфере.

На рис. 6 представлена концентрация электронов в мезосфере в процессе седиментации и роста пылевых частиц. Указанная зависимость иллюстрирует решение системы уравнений (2)–(7) и представляет самосогласованное (с ростом пылевых частиц и потоками солнечного излучения) поведение электронной компоненты в летней полярной мезосфере. Хорошо видно, что слой микрочастиц начинает оказывать заметное влияние на состояние ионосферной плазмы только спустя несколько часов, т. е. когда частицы уже заметно выросли в размере. Характерным временем формирования такого слоя являются сутки, что позволяет объяснить наблюдательный факт, почему такие структуры, как серебристые облака и полярные мезосферные радиоотражения не наблюдаются постоянно (пока мезосферные пары воды переохлаждены). Действительно, если характерное время  $\tau_{profile}^{dust}$  заполнения мезосферы частицами нанометровых размеров велико по сравнению с временем формирования пылевого слоя (в нашем случае порядка суток), то частота появления пылевых мезосферных облаков, NLC и PMSE, определяется только  $\tau_{profile}^{dust}$  и, судя по наблюдательным данным о серебристых облаках, это время значительно превышает характерное время формирования пылевого слоя.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, разработана теоретическая модель, позволяющая самосогласованным образом описывать пространственно-временные вариации ионизационного состава летней полярной мезосферы и формирование в ней пылевых структур, таких как серебристые облака и полярные мезосферные радиоотражения. Данная модель учитывает процессы седиментации пылевых частиц в средней атмосфере, их рост в пересыщенном водяном паре и процессы зарядки микрочастиц с учетом особенностей ионного состава в полярной мезосфере и фотоэффекта. Указанная модель позволяет описать перечисленные выше пять ситуаций, характерных

для серебристых облаков и полярных мезосферных радиоотражений: когда наблюдались значительные повышения и понижения концентрации электронов на высотах 80–85 км без заметных изменений в составе положительных ионов или когда понижение/повышение концентрации электронов сопровождалось понижением или повышением концентрации положительных ионов. При этом основные наблюдаемые особенности запыленной ионосферы объясняются с единых позиций. В рамках рассмотренной модели также объясняется присутствие в верхней атмосфере Земли как положительно, так и отрицательно заряженных пылевых частиц, обнаруженных в ракетных экспериментах, а также наблюдательного факта, почему серебристые облака и полярные мезосферные радиоотражения не наблюдаются постоянно (пока мезосферные пары воды переохлаждены).

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Отделения Наук о Земле Российской академии наук «Наночастицы в природе: условия нахождения, технологические и экологические следствия» и при частичной поддержке ИНТАС (гранты №№ 97-2149, 01-0391) и РФФИ (проект № 03-05-64813-а). Авторы благодарны рецензенту за внимательное изучение рукописи и ценные рекомендации, позволившие улучшить текст статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Dusty Plasmas*, ed. by A. Bouchoule, John Wiley, Chichester (1999).
2. J. H. Chu and I. Lin, *Phys. Rev. Lett.* **72**, 4009 (1994).
3. H. Thomas and G. E. Morfill, *Nature* **379**, 806 (1996).
4. В. Н. Цытович, *УФН* **167**, 57 (1997).
5. С. И. Попель, А. П. Голубь, Т. В. Лосева, *Письма в ЖЭТФ* **74**, 396 (2001).
6. В. Е. Фортов, А. Г. Храпак, С. А. Храпак, В. И. Молотков, О. Ф. Петров, *УФН* **174**, 495 (2004).
7. R. P. Turco, O. B. Toon, R. C. Whitten et al., *Planet. Space Sci.* **30**, 1147 (1982).
8. M. Gadsden and W. Schröder, *Noctilucent Clouds*, Springer-Verlag, Berlin (1989).
9. J. D. Mathews, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **60**, 413 (1998).

10. J. Y. N. Cho and J. Röttger, *J. Geophys. Res.* **102**, 2001 (1997).
11. O. Havnes, J. Trøim, T. Blix et al., *J. Geophys. Res.* **101**, 10829 (1996).
12. *Hazards Due to Comets and Asteroids*, ed. by T. Gehrels, Space Science Series (1995).
13. R. A. Goldberg, R. F. Pfaff, R. H. Holzworth et al., *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1407 (2001).
14. G. C. Reid, *J. Atmos. Sci.* **25**, 523 (1975).
15. E. Kopp, *Adv. Space. Res.* **25**, 173 (2000).
16. В. А. Клумов, С. И. Попел, and R. Bingham, *Письма в ЖЭТФ* **72**, 524 (2000).
17. B. J. Murray and J. M. C. Plane, *Adv. Space Res.* **31**, 2075 (2003).
18. F. J. Lübken, *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3603 (2000).
19. A. Kylling, <http://kaja.gi.alaska.edu>.
20. А. Г. Храпак, И. Т. Якубов, *Электроны в плотных газах и плазме*, Наука, Москва (1981).
21. M. Rapp and F. J. Lübken, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **63**, 759 (2001).
22. F. Balsiger, E. Kopp, M. Friedrich et al., *Geophys. Res. Lett.* **23**, 93 (1996).
23. A. D. Danilov, N. V. Smirnova, T. A. Blix, and E. V. Thrane, *Adv. Space Res.* **29**, 6 (2002).
24. G. P. Anderson, S. A. Clough, F. X. Kneizys et al., *Air Force Geophysics Lab Hansom AFB MA*, Report A371571 (1986).
25. F. F. Chen, in *Plasma Diagnostic Techniques*, ed. by R. H. Huddleston and S. L. Leonard, Academic, New York (1965), Chap. 4.
26. M. S. Barnes, J. H. Keller, J. C. Forster et al., *Phys. Rev. Lett.* **68**, 313 (1992).
27. B. Feuerbacher and B. Fitton, *J. Appl. Phys.* **43**, 1563 (1972).
28. A. Schmitt-Ott, P. Schurtenberger, and H. C. Siegmann, *Phys. Rev. Lett.* **45**, 1284 (1980).
29. Г. Е. Морфилл, В. Н. Цытович, Х. Томас, *Физика плазмы* **29**, 3 (2003).
30. V. Nussbaumer, K.-H. Fricke, M. Langer et al., *J. Geophys. Res.* **101**, 19161 (1996).
31. B. Smiley, S. Robertson, M. Horányi et al., *J. Geophys. Res.* **108**, 8444 (2003).