

## ВВЕДЕНИЕ

Известно, что тропическая зона глобальной системы океан – атмосфера играет ключевую роль в динамике и эволюции синоптических и климатических тропосферных процессов на Земле. При этом система океан – атмосфера тропической зоны Земли обладает уникальным свойством генерации достаточно организованных и устойчивых мезомасштабных мощных вихревых структур — тропических циклонов (ТЦ) — из атмосферного турбулентного хаоса в системе глобальной циркуляции. Внимание к исследованию таких систем объясняется целым рядом обстоятельств. В первую очередь, эти атмосферные процессы представляют собой непосредственную физическую опасность для человека и сопровождаются значительным материальным ущербом, а также возникающими при этом административно-социальными проблемами [1–3]. В течение длительного времени тропические циклоны рассматривались как наиболее деструктивные элементы системы океан – атмосфера, вызывающие значительные материальные потери и человеческие жертвы. Были предприняты серьезные усилия (в первую очередь, в США и, отметим, совершенно безрезультатно) с тем, чтобы подавить теми или иными техническими средствами этот вид активности системы океан-атмосфера. Не прекращаются эти попытки со стороны целого ряда административных (государственных) структур и по настоящее время.

Однако внутри в ученой среде формировалась совершенно иная концепция, базировавшаяся первоначально на достаточно наивных представлениях о том, что природа не должна специально «вредить» человеческому сообществу и, причина достаточно стабильного (и, как мы теперь понимаем, длительного в историческом

плане, по крайней мере, со времени последнего ледникового периода) функционирования тропического циклогенеза заключается в чем-то другом. И лишь исследования за последнее десятилетие с использованием данных космического дистанционного зондирования и достижений теории сложных систем указывают на принципиально иной взгляд на тропический циклогенез — мы с большой долей вероятности можем говорить об определяющей роли тропических циклонов в формировании глобального массо- и энергообмена в глобальной системе океан — атмосфера и установлении благоприятного для биологической жизни (в том числе, и для человеческого сообщества) на Земле парникового эффекта. Таким образом, глобальный тропический циклогенез, скорее всего, является необходимым и, возможно, определяющим фактором в экологическом равновесии (понимаемой в широком смысле) как в геофизической системе океан — атмосфера, так и в экосистемах Земли.

Катастрофические атмосферные вихри представляют собой своеобразный механизм эффективного сброса избыточного тепла в атмосфере в условиях, когда действия турбулентной конвекции и глобальной циркуляции явно недостаточно. Таким образом, катастрофические явления играют важную (и, как это не парадоксально звучит, полезную для человечества) роль при установлении климатического температурного режима Земли (парниковый эффект), отводя излишнее тепло и способствуя предотвращению чрезмерного перегрева атмосферы (ее тропосферной части) и поверхностного слоя океана в тропической зоне (концепция стабилизации терморегима тропосферы) [2]. При этом следует иметь в виду то обстоятельство, что взаимодействие тропического циклогенеза с «внешними» воздействиями может иметь резко нелинейный характер, порождая как гармоники процессов, так и субгармоники (см., например, [4]).

Разумеется, эта концепция не может ограничиваться тропосферой и должна базироваться на рассмотрении крупномасштабного кризисного состояния как глобального явления, затрагивающего различные геофизические среды, начиная с океанической поверхности и тропосферы и кончая озоносферой и ионосферой. Так, в перспективных проектах по изучению крупномасштабных катастроф [5] предусматривается проведение комплексных экспериментов с помощью приборов дистанционной диагностики, предназна-

ченных для измерения характеристик различных геофизических сред (океаническая поверхность — приводный слой; тропосфера; стратосфера — озонный слой; ионосфера). Изучение кинематических, термодинамических и электродинамических связей между элементами системы океан — тропосфера — верхняя атмосфера (ионосфера) в кризисных состояниях является, несомненно, важнейшей компонентой аэрономических исследований. Изучение тропосферных возмущений и вариаций состояния ионосферы велось уже достаточно давно и ведется в настоящее время. Однако поиск физических связей обычно направлен на выявление длиннопериодных волновых возмущений [6–9], хотя возможны и совершенно другие («быстрые») механизмы, связанные с мощными выбросами заряженных частиц и нейтралов из зоны «выброса» тропического циклона на значительные высоты.

Цель настоящей работы — представление анализа результатов специальной обработки данных ракетного зондирования нижней экваториальной ионосферы (слоя D) в области действия тропосферных катастроф — тропических циклонов. Показано, что возможным крупномасштабным откликом состояния ионосферы может быть значительная вариация электронной концентрации в диапазоне высот 50–80 км в период функционирования активной фазы тропического циклона. Также в работе предложены варианты физических механизмов взаимодействия тропосферных возмущений с состоянием ионосферы.

#### 1. ОБЛАСТЬ D ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЫ КАК ПРОДУКТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФОТОХИМИЧЕСКИХ, ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И МАГНИТОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Изучение поведения области D ионосферы при различных геофизических и метеорологических условиях необходимо как в научном, так и практическом плане. Напомним, что основной параметр ионосферы — электронная концентрация [e], содержит всего лишь  $10\text{--}10^4$  электронов в кубическом сантиметре на высотах мезосферы (50–90 км), и это намного меньше, чем в вышележащих ионосферных областях. Несмотря на этот факт, область D существенно влияет на распространение радиоволн в широком диапазоне частот. При сравнительно высокой плотности нейтральной среды

на высотах 50–90 км велика частота соударений электронов с нейтралами, определяющая поглощение радиоволн в КВ- и СВ-диапазонах. Для длинных и сверхдлинных радиоволн область D является отражающей. Пространственно-временные вариации распределения [e] определяют сложные амплитудные и фазовые эффекты при распространении радиоволн.

Однако с увеличением знаний о поведении D-области становится все более очевидным значительное, а порой и решающее (например, для средних и экваториальных широт), влияние на нее метеорологических факторов, под которыми понимается термодинамическое состояние нейтральной атмосферы. Область D не укладывается в схему, пригодную для описания остальной части ионосферы, поскольку многие особенности ее поведения не удается описать, привлекая только, например, обычные гелиогеофизические параметры. При изучении D-области такие факторы, как термобарический режим стратомезосферы, процессы атмосферной циркуляции, упорядоченные вертикальные движения газа и т. д. необходимо учитывать. Именно они и выделяют эту область, определяемую гелиогеофизическими, а также и метеорологическими параметрами. **Это и есть суть появившейся в начале 80-х годов прошлого столетия концепции метеорологического контроля области D.**

Действительно, рассмотрение этой области ионосферы как части метеорологической системы, включающей всю среднюю атмосферу, и, **конечно, тропосферу**, позволило по-новому взглянуть на такие важные особенности области D, как аномальные сезонные вариации, сильная изменчивость электронной концентрации при неизменных гелиогеофизических условиях, разная реакция зимой и летом на внешние возмущения и т. д. Как известно, время жизни заряженных частиц этого региона крайне мало (не более ста секунд). Следовательно, динамические факторы не влияют непосредственно через изменение и перераспределение концентрации заряженных частиц, поскольку динамическое влияние может быть реализовано через малые нейтральные составляющие (например, NO и O<sub>3</sub>), имеющие большее время жизни по сравнению со временем установления фотохимического равновесия для заряженных частиц.

Изучение проявлений метеорологического контроля и определение конкретных механизмов его реализации до сих пор имеют

большую степень неопределенности. На сегодняшний день плохо известны основные фотохимические процессы и константы скоростей реакций, которые послужили бы основой для построения полноценных теоретических схем области D. Особенно это касается её нижней части, где отсутствуют надежные данные о составе отрицательных ионов и, соответственно, невозможно создать законченную схему фотохимических преобразований заряженных частиц.

**Основные возможности для изучения метеорологического влияния на область D определяются эмпирическим путем при сопоставлении изменения параметров D-области с изменением различных метеорологических характеристик.** Это — необходимый этап для подтверждения самой концепции метеорологического контроля и выявления основных процессов, его реализующих.

Трудности изучения нижней ионосферы и их причины описывались неоднократно. Основные из них связаны со сложностью ионизационно-рекомбинационных процессов, достаточно высокой плотностью нейтрального газа, падением надежности в D-области таких известных методов измерений параметров ионосферной плазмы, как зонды и масс-спектрометры.

Важнейшим этапом в развитии теории области D была конкуренция между детальными и упрощенными фотохимическими схемами [10]. Результаты исследований, полученные в обоих направлениях, внесли значительный научный вклад, и стоит отметить, что и в настоящее время оба подхода используются для анализа реакции области D на естественные и антропогенные [11, 12] воздействия. При построении упрощенных схем опускают малоизвестные детали ионных преобразований, что позволяет выделить узловые моменты ионизационно-рекомбинационного цикла.

В зависимости от физики процессов и надежности экспериментальной информации об ионосферных параметрах область D разделяют на верхнюю и нижнюю. В верхней ее части отрицательные ионы отсутствуют, поэтому легче исследовать ионизационно-рекомбинационный цикл в целом. Для высот более 75 км проводился целый ряд надежных масс-спектрометрических измерений ионного состава, результаты которых в значительной мере легли в основу современных взглядов на физику верхней области D. В этой части области также более надежны и многочисленны измерения электронной концентрации. Например, данные высотного

ракетного зондирования, полученные с помощью зондов Ленгмюра, которые будут представлены ниже, являются более надежными на высотах выше 75 км, так как на меньших уровнях измерения дают заниженные значения по сравнению с реальными [13]. В нижней области D имеются отрицательные ионы. Их состав и реакции, в которых они участвуют, известны недостаточно хорошо. Соответственно отсутствует и достоверный профиль параметра  $\lambda$ , определяющего отношение между величинами концентраций отрицательных ионов и электронов ( $\lambda = n^-/[e]$ ). Принято считать, что  $\lambda = 1$  на условной границе между верхней и нижней областью D, приблизительно равной 75 км (75–80 км ночью и до 70 км днем).

Ионосферная область D представляет собой слабоионизованный газ, в среднем нейтральный. Для изучения процессов ионообразования необходимо учитывать: спектральное распределение КВ-солнечного излучения; интенсивность солнечных и галактических космических лучей (СКЛ и ГКЛ), а также выпадающих корпускул; химический состав и физические характеристики атмосферы (давление и температура), скорость атмосферных динамических процессов; солнечную и геомагнитную активность.

Специфика экваториальной ионосферы базируется на различии ее астрономических и геофизических (электромагнитных) условий. В целом, ионосфера экваториальных широт отличается несколькими особенностями. Во-первых, геомагнитное поле горизонтально и имеет практически одну меридиональную компоненту. Во-вторых, в динамо-области (на уровне слоя E) вдоль геомагнитного экватора протекает сильный электрический ток (электроструя), что обуславливает высокие электрические поля и вариабельность магнитного поля. В-третьих, в экваториальной области протекает симметричный кольцевой ток на расстоянии 3–5 радиусов Земли. Токовое кольцо во время возмущений усиливается и полностью отвечает за главную фазу магнитных бурь и тесную связь между электромагнитными процессами в экваториальной зоне и полярных областях (!).

Несовпадение геомагнитной и географической осей Земли усложняют геофизическую картину приэкваториальной зоны, приводя к очень существенным долготным эффектам в характеристиках как нейтральной атмосферы, так и ионосферы.

К наиболее важным специфическим свойствам экваториальной ионосферы относятся: 1) геомагнитная аномалия в широтном

распределении электронной плотности (понижение) всех регулярных слоев, ярче проявляющаяся и наиболее изученная в области F2; 2) частое появление крупномасштабных неоднородностей, приводящих к искажению профиля электронной плотности и образованию ее специфических расслоений; 3) тесная связь ионосферно-магнитных возмущений в экваториальной зоне с возмущениями в полярных областях и с процессами в магнитосфере и солнечном ветре. Стоит отметить, что экваториальная геомагнитная аномалия проявляется и в поведении других аэрономических параметров верхней атмосферы.

Еще на заре ионосферных исследований было получено, что геомагнитная аномалия лучше всего проявляется в слое D [14], что свидетельствует о тесной связи ионосферной компоненты с нейтральной. Была обнаружена тесная связь аномалий электронной плотности в слоях D и F2, без какого-либо конкретного механизма этой связи. А вот в областях F1 и, тем более, E — геомагнитная аномалия сглаживается. Классический пример экваториальной аномалии слоя F2 приведен на рис. 1.

Таким образом, суммируя вышесказанное, область D низких широт является продуктом взаимодействия фотохимических и термодинамических, а также магнитосферных процессов.

Еще раз напомним, что цель данной работы — нахождение статистически достоверных связей между характеристиками тропических циклонических возмущений и экваториальной областью D.

## 2. БАЗА ДАННЫХ РАКЕТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ

Измерения, рассмотренные в настоящей работе, проводились Центральной аэрологической обсерваторией (ЦАО) Росгидромета на станции ракетного зондирования Тумба (8° N, 77° E), находящейся в экваториальной зоне. Исходные данные являются частью базы данных, описание которой можно найти в [15–18].

Фундаментом базы данных ЦАО послужил банк измерений электронной концентрации на метеорологических ракетах М-100Б зондовым методом, который основан на применении электростатического зонда Ленгмюра, работающего в режиме постоянного

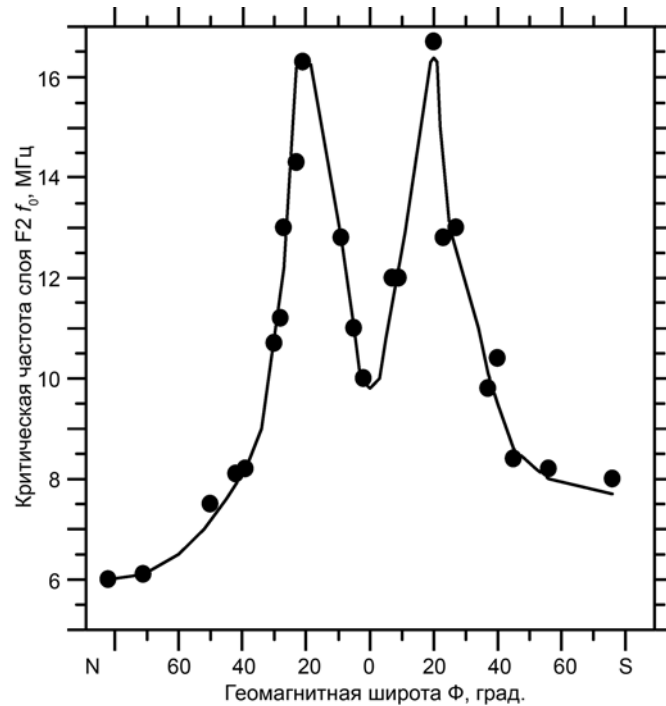


Рис. 1. Экваториальная аномалия ионосферной области F2 (III 1958 г., 20 ч LT)

тока. Зонд был установлен на верхнем торце метеорологического шпиля ракеты, защищая его от влияния электрических и магнитных полей самой ракеты [17, 19].

Следует подчеркнуть, что зондовый метод — не самый точный метод определения  $[e]$  в области D. Ему могут быть присущи систематические ошибки, которые выявляются при сравнении измерений этим методом с наиболее точными измерениями методом фарадеевского вращения. Однако при использовании большого массива измерений одного типа эти ошибки не должны влиять на результат аналитического исследования при рассмотрении относительных вариаций. Отметим, что оценочная среднеквадратичная погрешность индивидуального измерения  $\sim 35\%$ .

При регулярном зондировании атмосферы на метеорологических ракетах, кроме зонда электронной концентрации, были установлены датчики температуры и аппаратура для измерения параметров ветра.

### 3. ЭМПИРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗАВИСИМОСТИ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ОТ ЗЕНИТНОГО УГЛА СОЛНЦА ПРИ НИЗКОЙ ГЕЛИОГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

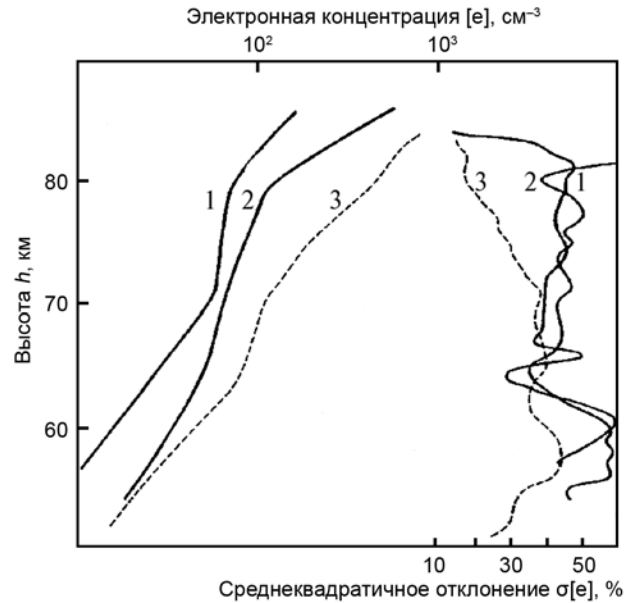
Проблема моделирования самой нижней части ионосферы — области D — актуальна и по настоящее время. Несмотря на «бум моделирования» прошлого века, построение моделей области D (весьма важное для решения практических задач) еще сильно отстает от моделирования более высоких ионосферных областей. Причина этого кроется как в сложности физических процессов (ионизация различными источниками, многообразие ионных компонент, сильные вариации скорости рекомбинации), так и в трудности надежных измерений самой величины  $[e]$  в нижней ионосфере, о чем и было упомянуто выше.

Отметим, что проблеме зависимости электронной концентрации от зенитного угла Солнца  $\chi$  при разной солнечной и геомагнитной активности на основе данных ракетного банка ЦАО уже были посвящены статьи [20, 21]. Также, на основе данных того же банка ЦАО, но для станций высоких и средних широт, были подробно рассмотрены зависимости  $[e]$  от зенитного угла Солнца, солнечной и геомагнитной активности [22–32].

В работе [21] была уточнена эмпирическая зависимость электронной концентрации нижней среднеширотной ионосферы в летний и равноденственный периоды в дневные часы от зенитного угла Солнца при низком уровне солнечной активности и для невозмущенных геомагнитных условий. Также в работе было показано, что эта зависимость подчиняется закону  $\cos^{k(h)}\chi$  при зенитных углах Солнца менее  $80^\circ$ .

На рис. 2 приведены эмпирические модельные распределения  $[e]$  для ст. Волгоград ( $49^\circ$  N,  $44^\circ$  E). Здесь и далее на рисунках приняты следующие условные обозначения:  $\chi$  — зенитный угол Солнца;  $F_{10.7}$  — индекс Кэвингтона;  $A_p$  — планетарный индекс геомагнитной

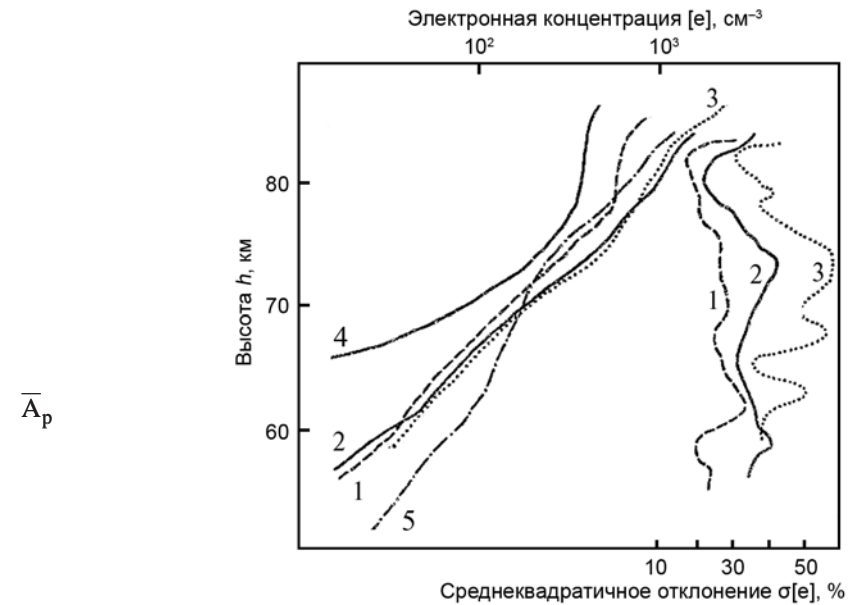
активности за сутки;  $N$  — количество измерений;  $\sigma[e]$  — среднеквадратичная ошибка измерений  $[e]$ .



**Рис. 2.** Эмпирические модельные распределения электронной концентрации  $[e](h)$  для ст. г. Волгоград ( $49^\circ N$ ,  $41^\circ E$ ):  
 1 — лето, равноденствие,  $\chi = (92 \pm 1)^\circ$ ,  $F_{10,7} = 91 \pm 25$ ,  $A_p = 17 \pm 7$ ,  $N = 12$ ;  
 2 — лето, равноденствие,  $\chi = (86 \pm 3)^\circ$ ,  $F_{10,7} = 90 \pm 22$ ,  $A_p = 11 \pm 6$ ,  $N = 17$ ;  
 3 — лето,  $\chi = (77 \pm 1)^\circ$ ,  $F_{10,7} = 79 \pm 10$ ,  $A_p = 10 \pm 9$ ,  $N = 23$

Основным результатом полученных модельных летних распределений  $[e](h)$  в районе геомагнитного экватора в области D (рис. 3) является общее качественное сходство со среднеширотными летними профилями [21]. Количественные различия ниже 70 км соответствовали различиям в функции ионообразования за счет ГКЛ. Различие выше 80 км, возможно, определяется широтным ходом  $[NO]$ . В дальнейшем в нашем анализе будем использовать профиль N1, полученный при низкой солнечной активности, когда

средний для 37 пусков суточный индекс (поток радиоизлучения Солнца на длине волны  $\lambda = 10,7$  см)  $\bar{F}_{10,7}$  был равен  $78 \pm 9$ , низкой геомагнитной активности при  $\bar{A}_p = 15$  и зенитном угле Солнца  $\chi = 71 \pm 2^\circ$ .



**Рис. 3.** Сравнение экваториальных профилей  $[e](h)$ , полученных на ст. Тумба (Индия) и НИС «Академик Королёв» с моделью IRI и со среднеширотным летним распределением  $[e](h)$ :  
 1 — ст. Тумба, низкая солнечная активность,  $\bar{F}_{10,7} = 78 \pm 9$ ,  $\bar{R} = 20$ ,  $A_p = 15$ ,  $\chi = (71 \pm 2)^\circ$ ,  $N = 37$ ; 2 — ст. Тумба, высокая солнечная активность,  $\bar{F}_{10,7} = 182 \pm 24$ ,  $\bar{R} = 129$ ,  $A_p = 19$ ,  $\chi = (71 \pm 2)^\circ$ ,  $N = 33$ ;  
 3 — НИС «Академик Королёв»; 4 — модель IRI;  
 5 — среднеширотное летнее распределение

Действительно, рис. 2 и 3 демонстрируют качественное сходство летних средних модельных профилей электронной концентрации при низкой солнечной и геомагнитной активности днем. Также





На рис. 4 представлены профили электронной концентрации, измеренные в пусках (см. табл. 1). Значками показаны изменения  $[e]$  от высоты  $h$  в соответствующих пусках. Для более эффективного представления был выбран логарифмический масштаб. Как мы видим из таблицы 1 все пуски были проведены около полудня по UT-мировому времени, соответственно, значения зенитного угла Солнца  $\chi$ , имеют некий, но все же не очень значительный разброс ( $\chi = (73 \pm 4)^\circ$ ). Согласно значениям индексов солнечной ( $F_{10,7} = 82,5 \pm 12,5$ ) и магнитной ( $A_p = 8 \pm 5$ ;  $K_p = 1,5 \pm 1,5$ ) активности, гелиогеофизическая обстановка проведения пусков являлась спокойной. Итак, согласно данным о зенитном угле и гелиогеомагнитной активности, полученные профили должны быть сопоставимы с профилем 1 (см. рис. 3).

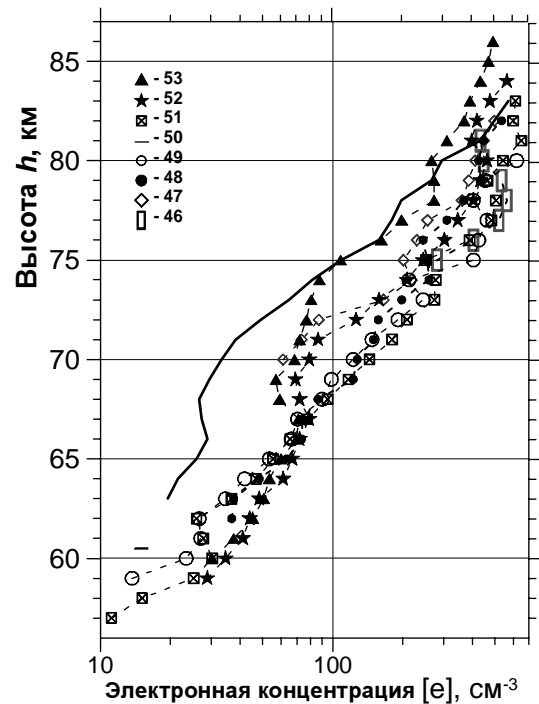


Рис. 4. Высотные зависимости электронной концентрации  $[e](h)$ , полученные в мае – июне 1985 г. на ст. Тумба (см. табл. 1)

Но, поскольку мы имеем как бы две группы пусков (при  $\chi \sim 71^\circ$  и  $\chi \sim 76^\circ$ ), целесообразнее построить среднестатистические профили для этих углов. К первой группе отнесем пуски 46, 49, 51-й, ко второй — 47, 48, 53-й. Профили пусков 50-го, полученного во время активной фазы тропического циклона при  $\chi = 75^\circ$ , и 52-го, измеренного при  $\chi = 74^\circ$ , как самого близкого к пуску 50-му (с точки зрения зенитного угла) оставим без изменения. Результаты представлены на рис. 5.

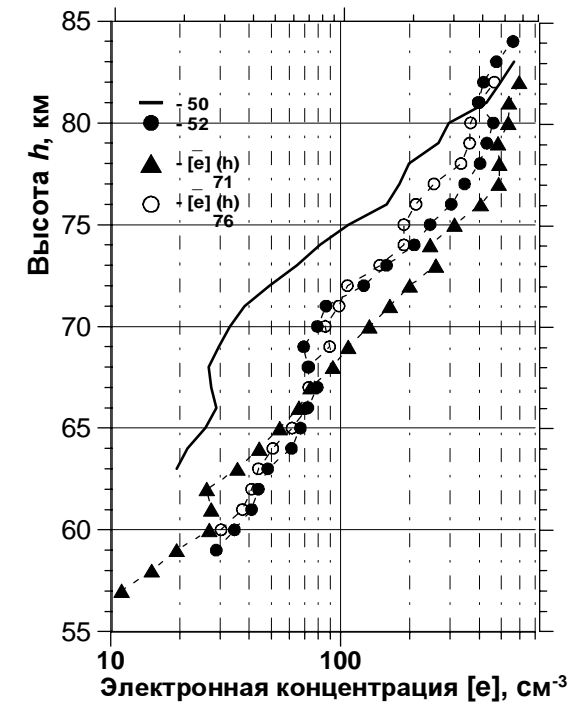


Рис. 5. Высотные зависимости  $[e](h)$ , полученные как в отдельных пусках (50 и 52), так и усредненные для определенных зенитных углов

Если исключить из рассмотрения профиль электронной концентрации пуска 50, то мы имеем весьма согласующиеся между собой данные. При низкой гелиогеомагнитной возмущенности элект-



ронная концентрация в верхней области D подчиняется зависимости от зенитного угла по закону косинуса и укладывается в рамки модели, о которой говорилось в предыдущей главе. Этот факт свидетельствует о том, что в отсутствие тропосферных возмущений поведение экваториальной области D ионосферы подчиняется законам известных статистических моделей.

Завершая эту главу, хочется отметить, что мы имеем временной ряд измерений разных параметров за два месяца, поскольку они были проведены примерно в одно и то же время с интервалом около недели, т. е. мы показали небольшой фрагмент сезонного хода этих параметров, данные о которых представлены в табл. 2 и на рис. 4.

Проанализируем «необычность» измерений пуска 50-го, который выпадает из измерений этого временного ряда.

#### 5. ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ДАННЫЕ ПО ТРОПИЧЕСКИМ ЦИКЛОНАМ

Обратимся к информации о тропических циклонах (ТЦ) за период май – июнь 1985 г. ТЦ № 8501-01В (табл. 3) возник 22 мая в 12 ч UT в акватории Бенгальского залива на 16° N в 800 км к востоку от побережья Индии в стадии тропической депрессии (ТД). Скорость ветра в центре составляла 15 м/с, давление — 996 мбар. Смещаясь в СЗ направлении, 23 мая ТД перешла в тропический шторм, давление упало до 992 мбар. Шторм медленно смещался в СВ направлении и постепенно усиливался, и 24 мая в 200 км к югу от побережья Бангладеш перешел в стадию сильного тропического шторма, ветер — 31 м/с, давление — 985 мбар. Приближаясь к суше, шторм ослабел, 25 мая пересек береговую черту и быстро разрушился над территорией Бангладеш.

Географическое движение тропического циклона № 8501-01В представлено на рис. 6.

Следующий ТЦ № 8502-02А (табл. 4, рис. 7) возник 27 мая в акватории Аравийского моря на 16° N в 700 км к западу от побережья Индии. Скорость ветра составила 15 м/с, давление — 1002 мбар, смещаясь к СВ, 28 мая ТЦ перешел в тропический шторм (давление упало до 996 мбар), а 29 мая в 300 км от побережья — в сильный тропический шторм, скорость ветра составила 26 м/с, давление — 990 мбар. Приближаясь к побережью, шторм по-

степенно ослабевал и 31 мая в 18 ч UT пересек береговую черту, нходясь в стадии тропической депрессии, и 1 июня разрушился над территорией Пакистана.

**Таблица 3.** Тропический циклон № 8501-01В  
(Number = NIN 8501, TC Name = 01B)

| N  | Stage | Date  | Time | Lat  | Long | Pres | Wind | Shift | Vel |
|----|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-----|
| 1  | TD    | 05/22 | 12   | 15.6 | 88.0 | 996  | 15   | NW    | 5   |
| 2  | TD    | 05/22 | 18   | 16.2 | 87.8 | 996  | 15   | NNW   | 5   |
| 3  | TD    | 05/23 | 00   | 16.0 | 87.0 | 996  | 15   | NW    | 5   |
| 4  | TS    | 05/23 | 06   | 17.1 | 88.4 | 992  | 18   | NE    | 12  |
| 5  | TS    | 05/23 | 12   | 17.7 | 88.8 | 990  | 21   | NNE   | 8   |
| 6  | TS    | 05/23 | 18   | 18.3 | 89.3 | 990  | 23   | NE    | 5   |
| 7  | TS    | 05/24 | 00   | 19.0 | 89.7 | 989  | 23   | NNE   | 6   |
| 8  | STS   | 05/24 | 06   | 19.7 | 90.0 | 987  | 26   | NNE   | 5   |
| 9  | STS   | 05/24 | 12   | 20.5 | 90.4 | 985  | 28   | NNE   | 8   |
| 10 | STS   | 05/24 | 18   | 21.4 | 90.9 | 985  | 31   | NNE   | 12  |
| 11 | STS   | 05/25 | 00   | 22.5 | 91.2 | 985  | 31   | NNE   | 10  |
| 12 | TD    | 05/25 | 06   | 23.9 | 91.6 | 998  | 15   | NE    | 5   |

*Примечание.* В заголовке таблицы отмечены сокращенное название акватории, порядковый номер тропического возмущения в данном году, его имя. В графах таблицы указаны: № — порядковый номер срока наблюдения; Stage — стадия развития возмущения (TD — тропическая депрессия; TS — тропический шторм; STS — сильный тропический шторм); Date — месяц/число срока наблюдения; Time — время (по Гринвичу) срока наблюдения; Lat — широта (в град. с десятой долей); Long — долгота (в град. с десятой долей); Press — давление (в мбар); Wind — скорость ветра в центре возмущения (в м/с); Shift — направление смещения возмущения (как целого) (в румбах); Vel — скорость смещения в узлах.

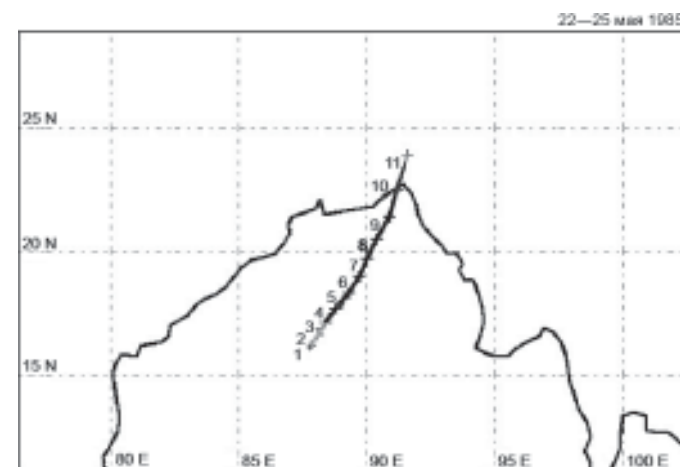
Географическое движение тропического циклона № 8501 01В и № 8502 02А и положение ст. Тумба представлено на рис. 8. На этом рисунке помечено местоположение тропического циклона № 8502-02А 29 мая 1985 г. Как мы видим, данные о циклоне были получены

в 12 ч UT, а ракетные измерения проведены в 11:55 UT. Таким образом, мы имеем синхронные данные параметров нижней ионосферы, тропосферы и стратомезосферы.

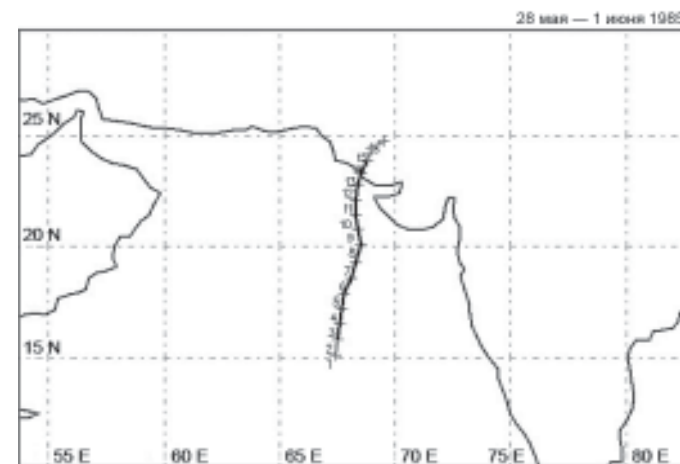
**Таблица 4.** Тропический циклон № 8502-02A  
(Number = NIN 8502, TC Name = 02A)

| N  | Stage | Date  | Time | Lat  | Long | Pres | Wind | Shift | Vel |
|----|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-----|
| 1  | TD    | 05/27 | 12   | 16.0 | 66.0 | 1002 | 15   | ENE   | 8   |
| 2  | TD    | 05/27 | 06   | 15.1 | 67.4 | 1000 | 15   | ENE   | 8   |
| 3  | TS    | 05/28 | 12   | 15.8 | 67.5 | 996  | 18   | N     | 5   |
| 4  | TS    | 05/28 | 18   | 16.5 | 67.6 | 996  | 21   | N     | 5   |
| 5  | TS    | 05/29 | 00   | 17.2 | 67.7 | 994  | 23   | N     | 5   |
| 6  | TS    | 05/29 | 05   | 17.9 | 67.8 | 994  | 23   | N     | 5   |
| 7  | STS   | 05/29 | 12   | 18.6 | 68.1 | 990  | 26   | NNE   | 8   |
| 8  | STS   | 05/29 | 18   | 19.3 | 68.3 | 990  | 26   | NNE   | 8   |
| 9  | STS   | 05/30 | 00   | 20.1 | 68.5 | 990  | 26   | NNE   | 8   |
| 10 | TS    | 05/30 | 06   | 20.8 | 68.4 | 994  | 26   | N     | 8   |
| 11 | TS    | 05/30 | 12   | 21.4 | 68.3 | 994  | 23   | N     | 8   |
| 12 | TS    | 05/30 | 18   | 22.1 | 68.3 | 998  | 21   | N     | 5   |
| 13 | TS    | 05/31 | 00   | 22.8 | 68.4 | 998  | 21   | N     | 5   |
| 14 | TS    | 05/31 | 06   | 23.3 | 68.5 | 1000 | 18   | N     | 5   |
| 15 | TD    | 05/31 | 12   | 23.9 | 68.8 | 1002 | 15   | NNE   | 5   |
| 16 | TD    | 05/31 | 18   | 24.4 | 69.0 | 1002 | 13   | NNE   | 8   |
| 17 | TL    | 06/01 | 00   | 24.8 | 69.5 | 1004 | 11   | NE    | 10  |

*Примечание.* Условные обозначения те же, что в ТЦ № 8501-01В (см. табл. 3) (TL — тропическое возмущение).



**Рис. 6.** Движение тропического циклона № 8501-01В в горизонтальной проекции



**Рис. 7.** Движение тропического циклона № 8502-02А в горизонтальной проекции

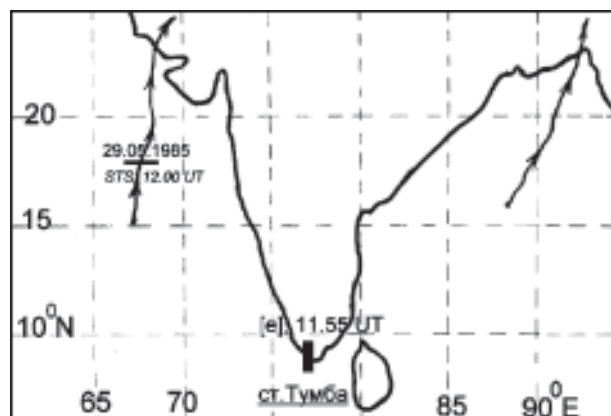


Рис. 8. Движение тропических циклонов № 8501-01В и № 8502-02А и положение ст. Тумба в горизонтальной проекции

## 6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как известно, в нижней ионосфере и тропосфере в периоды равноденствия наблюдается нарушение системы зональных ветров, происходит переход от западной циркуляции зимой к восточной - летом. Для северного полушария перестройки начинаются в феврале-марте в полярных широтах и заканчиваются позже (к маю) ближе к экватору. Для южного полушария начало перестройки происходит в сентябре. Вышесказанное в принципе относится к общей схеме циркуляции нижней и средней атмосферы. В действительности для экваториальной зоны всё намного сложнее.

Поэтому мы ограничимся сравнением значений метеорологических параметров за май – июнь одного 1985 г., отметив принципиальные различия за столь короткий период, когда влиянием сезонного фактора можно пренебречь. Проанализируем метеорологическую обстановку времени проведения пусков (согласно табл. 2). Сразу можно отметить следующее.

**О меридиональной компоненте скорости ветра.** На высоте 80 км дул северный ветер, сначала очень сильный (до 100 м/с), потом он ослабел (данные для высоты 80 км имеются только в 3 пусках). На высоте 60 км преобладал также северный (но слабый) ветер, за исключением 29 мая и 5 июня. На высоте 30 км ещё преобладал слабый южный ветер, но 8 и 29 мая, 5 июня дул слабый северный.

Для 29 мая характерна смена ветра (стал северным) на нижнем уровне 30 км; на среднем уровне 60 км (стал южным); не изменил направления (остался северным) на верхнем уровне 80 км, но ослабел.

**О зональной компоненте скорости ветра.** На высоте 80 км наблюдался восточный ветер 29 мая и 5 июня (отметим, что данные для этого уровня измерены только в 3 пусках); на высоте 60 км — с 5 июня; на высоте 30 км слабый западный ветер периодически сменял слабый восточный (1 и 29 мая, 5 июня).

Для 29 мая характерен восточный ветер на высоте 80 и 30 км и западный — на 60 км.

Таким образом, ветровой режим на уровнях 30, 60, 80 км в мае – июне 1985 г. был весьма неопределенным, за исключением устойчивого сильного северного ветра на высоте 80 км.

Итак, 29 мая ветер стал северо-восточным на нижнем уровне 30 км и верхнем уровне 80 км, а на среднем уровне 60 км — юго-западным. Заметим, что мы имеем картину дующего в противоположном направлении ветра посреди северо-восточного. Это говорит о том, что на определенных высотах равнодействующая ветров должна быть равна нулю, и что возможны вихревые образования. В такой ситуации мы вправе ожидать перенос атмосферных масс из зоны циклона в район ст. Тумбы в горизонтальном и, конечно, в вертикальном направлениях.

**О термическом режиме и электронной концентрации.** В поведении температуры на высотах средней атмосферы мая – июня 1985 г. можно выделить следующее.

На высоте 75 км, в общем, за искомый период температура повышалась. Выделяются два интересных периода резкого потепления (8 мая) и похолодания (29 мая и 5 июня). На высоте стратопазы (в районе 50 км) в мае – июне температура (рис. 9) постепенно падала, в период тропических возмущений поднялась слегка 22 мая и значительно — 29 мая. На высоте 30 км температура падала, но в преддверии циклонических возмущений слегка поднялась.

Ход температур в мае – июне 1985 г. на всех уровнях представлен на рис. 9. Как уже отмечалось, тропические циклонические явления в мае – июне 1985 г. наблюдались 22–25 мая и 28 мая – 1 июня. Соответственно все они отмечались южнее станции Тумба на 8–15° и в первом случае — на 10° восточнее, а во втором — где-то на 11° западнее. Если сопоставлять положение тропических циклонов с направлением скорости ветра над ст. Тумба, можно предположить, что динамическое влияние на область D можно ожидать в первом случае в СВ направлении скорости ветра и в СЗ направлении — во втором. Опять обратимся к табл. 2. 22 мая мы имеем данные только для уровня 30 км, когда наблюдался ЮВ ветер. 29 мая на высоте 80 и 30 км наблюдался СВ ветер, а на 60 км — ЮЗ ветер. Согласно перечисленным направлениям скорости ветра мы не видим прямого динамического влияния на область D. Но, как упоминалось выше, 29 мая, ввиду противоположности направлений ветров на разных уровнях, возможны вихревые образования, обеспечивающие перенос масс из зоны циклона. Тем не менее, как видно из рис. 4, 29 мая весь профиль электронной концентрации оказался существенно заниженным. Если попытаться найти отношение модельных профилей (см. рис. 5) к профилю пуска 50, то окажется, что занижение в нижней области составляло в 2–4 раза и в 2 раза в — верхней области D (рис. 10).

Механизм такого понижения электронной концентрации в нижней ионосферной области D, измеренной на периферии активного тропического циклона, авторам видится во влиянии тропосферного возмущения посредством сложной цепочки, осуществляемой как через динамический канал (как горизонтальным, так и вертикальным переносом), так и через канал перераспределения малых составляющих (например,  $O_3$ ). Как известно, например, с увеличением концентрации озона электронная концентрация падает. В конечном варианте уменьшение электронной концентрации в нижней области D видится авторам в увеличении концентрации отрицательных ионов. В верхней же области D, как мы видим, различий не выявлено. При этом отметим, что воздействие тропического возмущения на нижнюю ионосферу через всю сложную цепочку взаимодействий осуществляется достаточно быстро (порядка полусуток и, возможно, быстрее). Исходя из результатов наземного искусственного акусто- электромагнитного (и, отметим, сравнитель-

но маломощного) возбуждения ионосферы (практически «мгновенного») [33], можно полагать, что такая возможность «быстрого» возбуждения существует и в естественных условиях. Разумеется, необходим детальный анализ по уточнению каналов влияния на поведение нижней ионосферы.

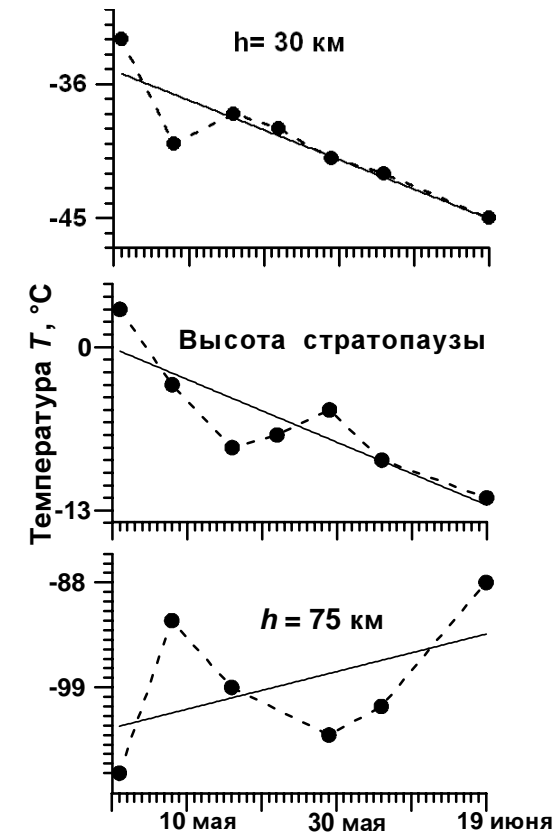


Рис. 9. Изменение температуры атмосферы на различных высотах за май – июнь 1985 г.

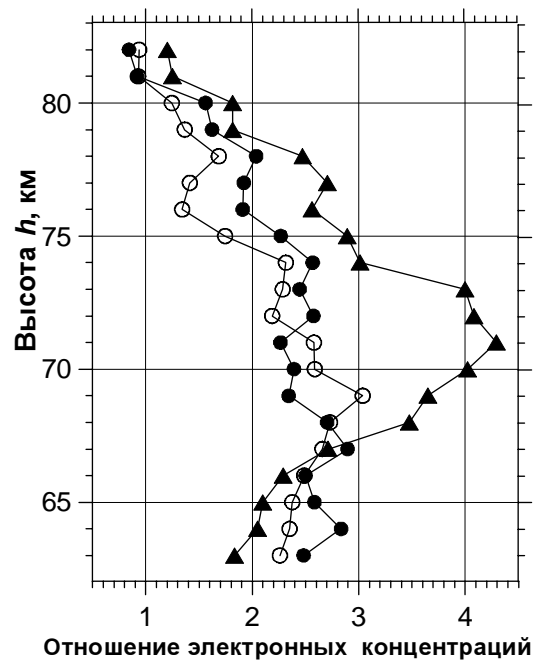


Рис. 10. Отношение профилей  $[e](h)$  (из рис. 5) к профилю  $[e](h)$ , полученному во время активной фазы тропического циклона (пуск 50)

#### ВЫВОДЫ

На основе детального синхронного анализа серии измерений электронной концентрации и термодинамических параметров слоя D ионосферы, полученных посредством ракетного зондирования ЦАО в экваториальной области, а также дистанционных данных по тропическому циклогенезу в северной части Индийского океана, впервые зарегистрирован экспериментальный факт понижения электронной концентрации в области D на расстоянии около 1000 км (в горизонтальной проекции) от ядра тропического циклона, действующего в активной фазе. Наибольшего понижения элек-

тронная концентрация в среднем в 3-4 раза достигает на высотах  $71 \pm 3$  км. Кроме того, во время действия тропического циклона было зафиксировано небольшое повышение температуры на высоте стратопазы около  $3^\circ\text{C}$ .

Таким образом, впервые выявлен экспериментальный факт непосредственного «быстрого» влияния тропосферы (метеоконтроль) на вышележащую нижнюю ионосферу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шарков Е.А. Аэрокосмические исследования тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 6. С. 87–111.
2. Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Springer/PRAXIS. Berlin, Heidelberg, L., N. Y. etc., 2000. 361 p.
3. Шарков Е.А. Атмосферные катастрофы: эволюция научных знаний и роль дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса: Сб. науч. ст. Т. 1. М.: GRANP polygraph, 2005. С. 55–62.
4. Afonin V.V., Sharkov E.A. Helioactivity and properties of global tropical cyclogenesis // Proc. of the Conference in Memory of Yuri Galperin "Auroral Phenomena and Solar-terrestrial Relations". 3–7 Feb. 2003. Moscow. P. 421–429. (<http://www.iki.rssi.ru/conf/galperin.pdf>).
5. Балебанов В.М., Мусеев С.С., Шарков Е.А., Лупян Е.А., Калмыков А.И., Забышный А.И., Кузьмин А.К., Смирнов Н.К., Цымбал В.Н., Чиков К.Н. Проект «Геликс»: космический мониторинг системы океан – тропосфера – верхняя атмосфера в условиях крупномасштабного кризисного состояния // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 5. С. 126–134.
6. Казимировский Э.С., Кокоуров И.Д. Движения в ионосфере. Новосибирск: Наука, 1979. 344 с.
7. Lastovicka J. Forcing of the ionosphere by waves from below // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2006. V. 68. N° 3–5. P. 479–497.
8. Ramkumar T.K., Bhavanikumar Y., Narayana Rao D., Gurubaran S., Narendra Babu A., Ghosh A.K., Rajaram R. Observational evidences on the influences lower atmosphere 20 day oscillation on the ionospheric equatorial electrojet // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2006. V. 68. N° 3–5. P. 523–538.



9. *Покровская И.В., Шарков Е.А.* Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Версия 2.1. (1983–2000). М.: Полиграф сервис, 2001. 548 с.

10. *Данилов А.Д.* Фотохимия области D // Ионосферные исслед. 1981. № 34. С. 6.

11. *Смирнова Н.В., Козлов С.И., Власков В.А.* Специализированная аэрономическая модель для исследований искусственной модификации средней атмосферы и нижней ионосферы. I. Требования к модели и основные принципы ее построения // Космич. исслед. 1988. Т. 26. Вып. 5. С. 738–745.

12. *Смирнова Н.В., Козлов С.И., Власков В.А.* Специализированная аэрономическая модель для исследований искусственной модификации средней атмосферы и нижней ионосферы. II. Сопоставление результатов расчетов с экспериментальными данными // Космич. исслед. 1990. Т. 28. Вып. 1. С. 77–84.

13. *Dean W.A.* Electron density profiles for the 1969 PCA event // Proc. of COSPAR Symposium on solar particle event. Nov. 1969 / Ed. by J.C. Ulwick. AFCRL-72-0472, 1972, Bedford, USA P. 291–305.

14. *Бенькова Н.П.* Особенности экваториальной ионосферы // Физика и структура экваториальной ионосферы. М.: Наука, 1981. С. 11–15.

15. *Sinelnikov V.M., Lvova G.P., Gulyaeva T.L., Pakhomov S.V., Glotov A.P.* A rocket radio beacon experiment on the electron density profile measurement in the bottom side of the ionosphere // Proc. Satellite Beacon Simp. Warszawa. Poland. 1980. P. 453.

16. *Борисов А.И., Кихтенко В.Н., Пахомов С.В.* Предварительные результаты измерений параметров заряженной компоненты верхней атмосферы на метеорокетах // Труды ЦАО. 1981. Вып. 144. С. 3.

17. *Пахомов С.В.* Одновременные ракетные измерения электронной концентрации области D ионосферы полярных, средних и экваториальных широт // Геомагнетизм и аэрономия. 1981. Т. 21. № 5. С. 934–936.

18. *Кокин Г.А., Пахомов С.В., Князев А.К., Корнеева Л.В., Авдеев В.Н.* Новая информационная база данных ракетных измерений параметров нижней ионосферы // Тез. Третьего семинара КАПГ по метеорологическим эффектам в ионосфере. София, 31 октября – 4 ноября 1988. С. 55.

19. *Кокин Г.А., Корнеева Л.В.* Роль корпускулярного источника в формировании ночной D-области ионосферы над ст. Молодежная (Антарктика) // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 1. С. 91–96.

20. *Князев А.К., Ванина Л.Б., Корнеева Л.В., Авдеев В.Н.* Уточнение эмпирической модели зависимости электронной концентрации области D от зенитного угла Солнца по данным ракетных измерений // Геомагнетизм и аэрономия, 1993. Т. 33. № 5. С. 145–150.

21. *Князев А.К., Ванина Л.Б., Корнеева Л.В., Авдеев В.Н.* Профили Ne(h) экваториальной нижней ионосферы в минимуме и максимуме солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 1994. Т. 34. № 2. С. 152–155.

22. *Князев А.К., Авдеев В.Н., Ванина Л.Б., Корнеева Л.В.* Ночная зимняя ионизация области D по данным ракетных измерений профилей электронной концентрации // Геомагнетизм и аэрономия. 1995. Т. 35. № 4. С. 97–103.

23. *Danilov A.D., Vanina L.B.* Comparison of the polar D-region behavior in the arctic and Antarctic // Adv. Space Res. 1999. V. 24. N° 12. P. 1655–1664.

24. *Danilov A.D., Vanina L.B.* Electron density variations in the polar D region from in situ measurements // Intern. J. of Geomagnetism and Aeronomy. Dec. 2001. V. 2. N° 3.

25. *Danilov A.D., Smirnova N.V., Blix T.A., Thrane E.V., Vanina L.B.* Some features of electron density behaviour in the high latitude D-region derived from in situ measurements // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. March 2003. V. Issue 4. P. 417–427.

26. *Ванина Л.Б., Кокин Г.А., Князев А.К.* Особенности изменения электронной концентрации и метеорологических параметров области D ионосферы над ст. Молодежная во время солнечных протонных событий октября 1989 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 1995. Т. 35. № 1. С. 170–174.

27. *Ванина Л.Б., Данилов А.Д.* Высокоширотная область D и асимметрия полушарий // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 4. С. 173–176.

28. *Ванина Л.Б., Данилов А.Д.* Электронная концентрация в верхней области D высоких широт. I. Морфологический анализ изменений // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 5. С. 109–119.



29. *Ванина Л.Б., Данилов А.Д.* Электронная концентрация в верхней области D высоких широт. II. Сопоставление с геомагнитными параметрами // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 6. С. 90–99.

30. *Ванина Л.Б., Данилов А.Д.* Электронная концентрация в верхней области D высоких широт. III. Зависимость эффектов с высотой // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 5. С. 603.

31. *Ванина Л.Б., Данилов А.Д.* Среднеширотная D-область и динамические процессы // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 3. С. 357.

32. *Danilov A.D., Smirnova N.V., Vanina L.B., Blix T.A., Thrane E.V.* Electron Density Variations in the Upper D-Region at High Latitudes According to in situ Measurements // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 5. С. 623.

33. *Rapoport V.O., Bessalov P.A., Mityakov N.A., Parrot M., Ryzhov N.A.* Feasibility study of ionospheric perturbations triggered by monochromatic infrasonic waves emitted with a ground-based experiment // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2004. V. 66. P. 1011–1017.