

## Введение

Проблема взаимодействия тропосфера – стратомезосфера – ионосфера до сих пор является актуальной. В действительности же взаимодействие атмосферных слоев еще раз подтверждает очевидную целостность атмосферы Земли, и в первую очередь – термодинамическую. В свою очередь, на изучении процессов и механизмов взаимодействия между различными атмосферными слоями базируется исследование глобального энергетического переноса как основной климатологической компоненты.

Одна из основных ролей в термодинамике атмосферы отводится волновым процессам. А такие известные на сегодняшний день волны, как планетарные, приливные и гравитационные, распространяющиеся вверх и просачивающиеся сквозь системы зональных ветров, а также отражаемые ими волны, считаются физической основой воздействия со стороны нижних слоев атмосферы. Источник же этих волн — интенсивные динамические процессы в тропосфере, а передаточные характеристики определяются термодинамическим режимом средней атмосферы. Многими исследователями было показано, что взаимодействие метеорологических и ионосферных полей наиболее ярко проявляется во внетропической зимней атмосфере [1].

В данной же работе сделан акцент на исследовании тропической зоны системы тропосфера – стратомезосфера – ионосфера. Как известно, в тропической зоне атмосферы зарождается целый спектр мощных динамических явлений, наиболее интенсивные из них — тропические циклоны как возможные потенциальные

источники воздействия «снизу». Катастрофические атмосферные вихри, зарождающиеся вблизи экватора и получающие развитие в тропической зоне земной атмосферы, представляют собой своеобразный механизм эффективного сброса избыточного тепла в атмосфере в условиях, когда действие обычных механизмов, основным из которых является турбулентная конвекция и глобальная циркуляция, становится явно недостаточным (так называемый полярный перенос). Таким образом, катастрофические атмосферные спиральные системы играют важную (и, возможно, определяющую) 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 [2–4].

В первой совместной работе [5] мы пытались обнаружить отклик выделяемой интенсивной энергии во время активной фазы тропических циклонов на прилегающую стратомезосферу, которая, как ожидается, должна воздействовать на нижнюю ионосферу. Нами был проделан анализ одновременных измерений электронной концентрации (ракетный полигон Тумба, Индия (8° с. ш., 77° в. д.)) и термодинамических параметров слоя D экваториальной ионосферы, а также дистанционных данных по тропическому циклогенезу в северной части Индийского океана. В результате комплексного анализа впервые был выявлен экспериментальный факт понижения электронной концентрации в области D на расстоянии около 1000 км (в горизонтальной проекции) от ядра тропического циклона, действующего в активной фазе в акватории Аравийского моря. При этом наибольшего понижения электронная концентрация (в среднем в 3–4 раза) достигала на высотах  $71 \pm 3$  км. Кроме того, во время действия тропического циклона было зафиксировано небольшое повышение температуры на высоте стратопаузы около 3 °С.

В данной работе мы расширили спектр поставленных задач и решили проанализировать ракетные данные того же банка за два года с разной солнечной активностью, с одной стороны, и с другой — для тропического циклогенеза в акваториях, значительно отдаленных от непосредственного места ракетного зондирования (северо-западная часть Тихого океана). Целью настоящей работы является сопоставление влияния гелиоактивности на нижнюю эк-

ваториальную ионосферу в дни с наличием активно функционирующих тропических циклонов и без них.

Для решения поставленной задачи были привлечены данные ракетного ионосферного зондирования (ракетный полигон Тумба) и спутникового дистанционного мониторинга тропического циклогенеза в Индийском и Тихом океанах.\*

## 1. База данных ракетного зондирования ионосферы

Измерения, рассмотренные в настоящей работе, проводились Центральной аэрологической обсерваторией (ЦАО) Росгидромета на экваториальном полигоне ракетного зондирования Тумба (8° с. ш., 77° з. д.). Исходные данные представляют собой часть базы данных, описание которой можно найти в [6–8]. Фундаментом базы данных ЦАО является банк измерений электронной концентрации [e] на метеорологических ракетах М-100Б зондовым методом, который основан на применении электростатического зонда Ленгмюра. Зонд был установлен на верхнем торце метеорологического шпиля ракеты, защищая его от влияния электрических и магнитных полей самой ракеты [9, 10]. Ему могут быть присущи систематические ошибки, которые выявляются при сравнении измерений этим методом с наиболее точными измерениями методом фарадеевского вращения. Оценочная среднеквадратическая погрешность индивидуального измерения электронной концентрации (банк ЦАО) ~35 % [11]. При регулярном зондировании атмосферы на метеорологических ракетах кроме зонда электронной концентрации были установлены датчики температуры и аппаратура для измерения параметров ветра.

## 2. Влияние гелиоактивности на нижнюю ионосферу

Проблема зависимости электронной концентрации в области D от уровня солнечной активности до сих пор является одной из нерешенных [12].

---

\* Настоящий препринт подготовлен на основе доклада авторов, представленного на 3-й секции IAGA/ICMA «Вертикальное взаимодействие в атмосферно-ионосферной системе» (Варна, Болгария, 18–22 сентября 2006 г.).

Как известно, основными ионизирующими излучениями в области D являются излучения в линии Лайман- $\alpha$  и в интервале длин волн 111,8–102,7 нм. От минимума к максимуму солнечной активности интенсивность излучения в линии Лайман- $\alpha$  (ионизирующее молекулы NO в области D) увеличивается в 1,7 раза. Интенсивность излучения в интервале длин волн 111,8–102,7 нм (ионизирующее возбужденные молекулы  $O_2(^1\Delta_g)$ ) в области D растет в два раза. Интенсивность рентгеновского излучения в интервале 1,2–100 нм (ионизирующее все нейтральные молекулы), вносящий основной вклад в ионизацию области D, растет в 7 раз. Во сколько же раз и в какую сторону увеличение солнечной активности изменит электронную концентрацию в нижней ионосфере: этот вопрос до сих пор оставляет за собой право выбора.

Существуют противоположные точки зрения о влиянии солнечной активности на нижнюю ионосферу. Авторы работы [13] считают, что влияние волновой радиации Солнца на область D в чистом виде может быть оценено по наблюдениям в низких широтах, поскольку там отсутствуют такие явления, как зимняя аномалия. В настоящей работе, как и в работе [13], мы анализируем банк данных ЦАО. Будет уместным здесь привести выводы [13], полученные при построении эмпирических модельных распределений электронной концентрации в зависимости от высоты для периодов низкой и высокой гелиоактивности. Было получено, что на высоте 54 км, хотя количество измерений мало, хорошо выделяется обратный эффект, а именно уменьшение электронной концентрации при падении солнечной активности. Положительные коэффициенты корреляции [e] от индексов солнечной активности (F — суточный индекс, поток радиоизлучения Солнца на 10,7 см и R — относительное число солнечных пятен) получены выше 60 км и вплоть до 80 км они невелики. Коэффициенты регрессии также систематически растут с высотой, что свидетельствует о значительном, увеличивающемся влиянии солнечной активности.

В настоящей работе впервые анализируются эмпирические модельные распределения [e] в зависимости от высоты для периодов низкой и высокой гелиоактивности в дни с функционирующими тропическими циклонами (ТЦ) и без них.

### 3. Сопоставление измерений электронной концентрации в нижней ионосфере в годы различной гелиоактивности на фоне тропосферных возмущений

Вертикальный поток энергии из тропосферы достаточен для объяснения наблюдаемых амплитуд ВГВ — внутренних гравитационных волн в верхней атмосфере. ВГВ распространяются вверх по наклонной траектории [1]. В таком случае эффекты от тропосферного источника в верхней атмосфере проявляются за многие сотни километров и через несколько суток. Важно отметить, при распространении вверх ВГВ могут подвергаться как фокусировке, так рассеиванию и диссипации. При аналитическом рассмотрении нестационарных эффектов в нижней ионосфере, обусловленных наличием ВГВ, возможно получение временных зависимостей экстремальных значений электронной концентрации, описывающих динамику формирования неоднородного слоя из первоначально однородного распределения. Данные зависимости имеют сильную зависимость от пространственно-временных характеристик спектров ВГВ. Поскольку плотность нижней части области D ионосферы является более высокой, чем в верхней, то и реакция электронной концентрации на прохождение ВГВ здесь сильнее. Диссипация ВГВ в нижней ионосфере приводит к изменению термодинамического и турбулентного режима, а, следовательно, и к изменению скорости протекания химических реакций, нейтрального состава. Это должно также сказаться на электронной концентрации D-области.

В нашей работе анализируются ракетные данные об  $[e]$ , полученные на полигоне, находящемся на северном побережье Индийского океана. Мы вправе ожидать влияния на нижнюю ионосферу, находящуюся над этим регионом, такого интенсивного источника ВГВ, как ТЦ, которые были зарожены вдали от искомого объекта анализа: тропические циклоны, принадлежащие акватории всего Индийского и северо-западной части Тихого океанов. Такие тропические циклоны могут являться источником ВГВ, способных достигать мезосферы над полигоном Тумба.

В целях анализа возможности и степени влияния ТЦ (как мы предполагаем, посредством ВГВ) имеющиеся в наличии ракетные данные были поделены на две группы — с ТЦ и без ТЦ. Поясним, как была проведена выборка. Если на момент ракетного измерения в базе данных о тропическом циклогенезе отсутствовали

данные о ТЦ в любой стадии в акватории всего Индийского, а также северо-западной части Тихого океанов, то мы помечали эти данные — как проведенные в дни без ТЦ. Если на момент измерения имелись сведения о ТЦ в любой стадии (кроме депрессии) за 12–30 ч в акватории северо-западной части Тихого океана ( $\approx$  до  $146^\circ$  в. д.), южной части Индийского океана, в северной части Индийского океана, то мы присваивали данным название — дни с ТЦ. Данные о стадии, местоположении ТЦ, а также о временном интервале  $\Delta t$  между проведением пуска и зафиксированной стадии ТЦ (за сколько часов до ракетного пуска) представлены в табл. 1. В ней также даны значения скорости ветра в ТЦ. Информация о циклонах представлена в системе Саппфира–Симпсона и взята с сайта <http://weather.unisys.com/hurricane>.

В двух анализируемых пусках об [e] тропические циклоны были в стадии депрессии (см. табл. 1). Мы приняли их в рассмотрение в качестве исключения, поскольку эти ТЦ существовали долго до последнего момента фиксации и в течение длительного времени.

Учитывая значительное влияние солнечной активности на нижнюю экваториальную ионосферу, мы выбрали из всего банка ракетных данных ЦАО с полигона Тумба всего два года (принадлежащие одному солнечному циклу) с наибольшим количеством измерений — 1985 и 1988 гг. Значения индекса  $F_{10,7}$  в 1985 г. варьировались от 68 до 105 (в среднем составили 77); в 1988 — от 100 до 245 (среднее значение равнялось 140).

Результат описанной выше выборки по годам и дням с ТЦ и без ТЦ представлен на рис. 1–10. На них дни с ТЦ помечены звездочками. Цифра около звездочки дает информацию о ТЦ, который (или которые) предшествовал ракетному измерению. Дни без ТЦ представлены кружками. Также на рисунках помечены:  $h$  — высота измерения электронной концентрации;  $R_{tc}([e], F)$  — коэффициент корреляции между [e] и  $F$  в дни с ТЦ,  $R_q([e], F)$  — коэффициент корреляции между [e] и  $F$  в дни без ТЦ.

#### 4. Обсуждение результатов

На рис. 1–10 построены линейные аппроксимации [e] в зависимости от индекса  $F$  для данных обеих групп «без ТЦ» (сплошная линия) и «с ТЦ» (пунктирная линия).

Таблица 1

**Информация о ТЦ, предшествующих ракетным пускам  
на момент измерения [e]**

Номер измерения [e] в дни с ТЦ	Широта нахождения ТЦ, град.	Долгота нахождения ТЦ, град.	$\Delta t$ , ч	Скорость ветра, км/ч	Стадия ТЦ	Океан, в котором зафиксирован ТЦ	Расстояние до пол. Тумба, км
1	-27,3	53,3	42	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	4725
2	-19,3	64,1	18	130	cyclon-1	Индийский (юж. часть)	3356
3	-13,8	68,2	12	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	2613
4	-15,4	121,6	12	74	tropical storm	Индийский (юж. часть)	5598
5	-16,5	116,3	24	102	tropical storm	Индийский (юж. часть)	5147
5	-16,3	58	12	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	3428
5	-13	100,3	12	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	3486
5	-14,9	45,1	12	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	4364
6	18,6	68,1	0	93	tropical storm	Индийский (сев. часть)	1538
7	16,6	110,7	12	56	tropical depression	Тихий (сев.-зап. часть)	3865
8	11,5	131,5	36	111	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	6070
9	40,1	146,5	30	102	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	8508
10	25,5	146,7	24	111	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	7987
11	27,5	121,9	30	139	cyclone-1	Тихий (сев.-зап. часть)	5440
12	29,1	132,4	24	130	cyclone-1	Тихий (сев.-зап. часть)	6589
13	34,2	124,3	18	111	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	6010
14	24,1	128	24	167	cyclon-2	Тихий (сев.-зап. часть)	5944
15	21,7	118,9	24	65	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	4899
16	15,2	141	24	185	cyclon-3	Тихий (сев.-зап. часть)	7158

Окончание табл. 1

Номер измерения [е] в дни с ТЦ	Широта нахождения ТЦ, град.	Долгота нахождения ТЦ, град.	$\Delta t$ , ч	Скорость ветра, км/ч	Стадия ТЦ	Океан, в котором зафиксирован ТЦ	Расстояние до пол. Гумба, км
16	-14,4	52,3	12	83	tropical storm	Индийский (юж. часть)	3706
17	-14,9	45,1	6	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	4364
18	-15,8	95	12	83	tropical storm	Индийский (юж. часть)	3316
19	-17,7	36	30	74	tropical storm	Индийский (юж. часть)	5378
20	-14	66,8	12	93	tropical storm	Индийский (юж. часть)	2695
21	-27	72,9	12	74	tropical storm	Индийский (юж. часть)	3916
22	25	143,9	24	194	cyclon-3	Тихий (сев.-зап. часть)	7672
23	19,3	119,1	24	74	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	4845
24	20	124,7	24	259	Super cyclon-5	Тихий (сев.-зап. часть)	5467
25	15,6	133,2	18	65	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	6303
26	16,4	118	24	120	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	4651
27	-9,8	76,7	12	102	tropical storm	Тихий (сев.-зап. часть)	1979
28	15,2	113,7	24	167	cyclon-2	Индийский (сев. часть)	4157
28	-6,7	94,1	24	102	tropical storm	Индийский (юж. часть)	2506
29	-12,9	73,4	12	176	cyclone-2	Индийский (юж. часть)	2357
29	-16,5	115,2	18	120	cyclone-1	Индийский (юж. часть)	5044
30	8,7	95	0	93	tropical depression	Индийский (сев. часть)	2002
31	23,7	90,2	12	111	tropical storm	Индийский (юж. часть)	2280
32	-16,5	120	24	65	tropical storm	Индийский (юж. часть)	5500
33	-20,2	116	96	157	cyclon-2	Индийский (юж. часть)	5349

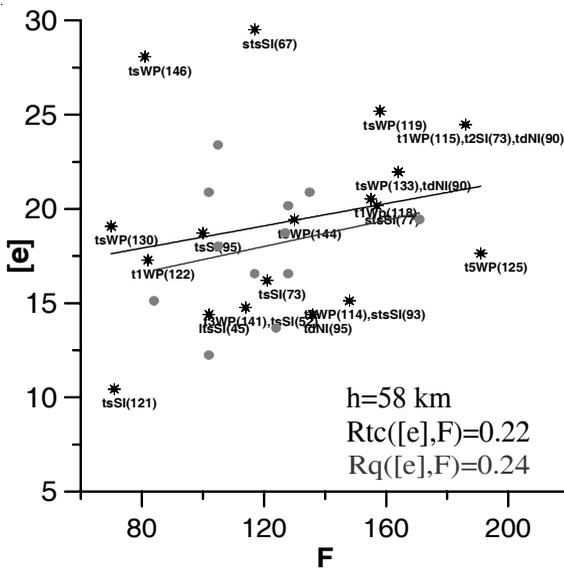


Рис. 1

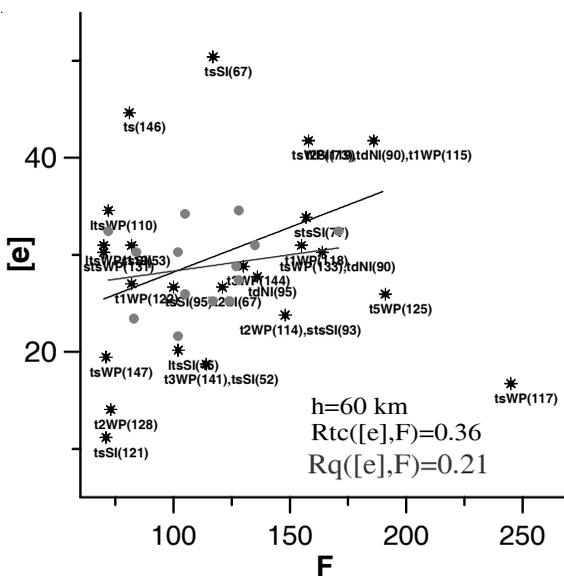


Рис. 2

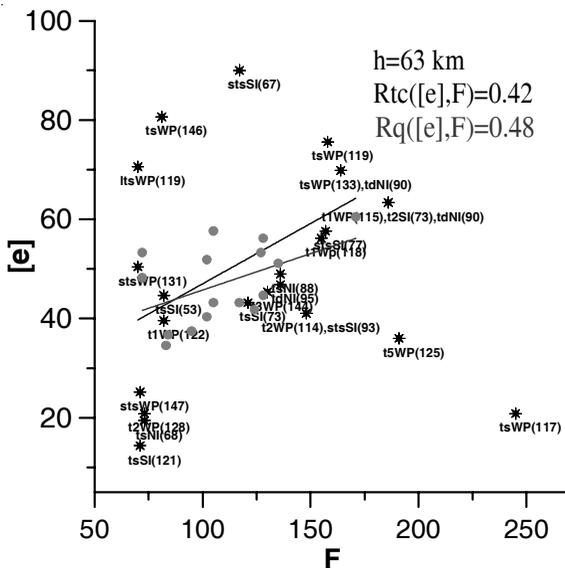


Рис. 3

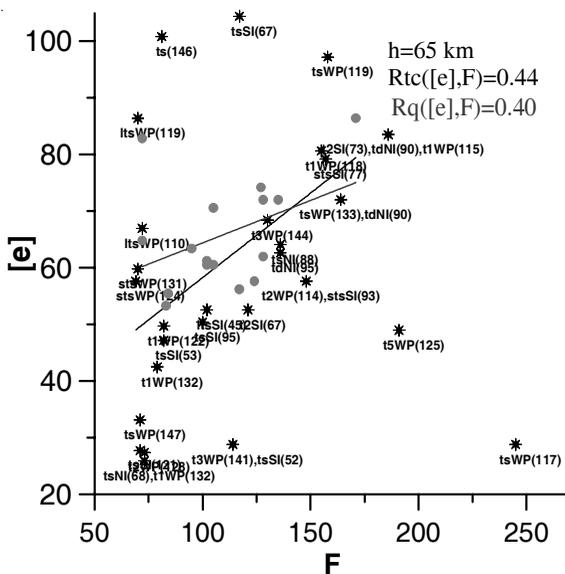


Рис. 4

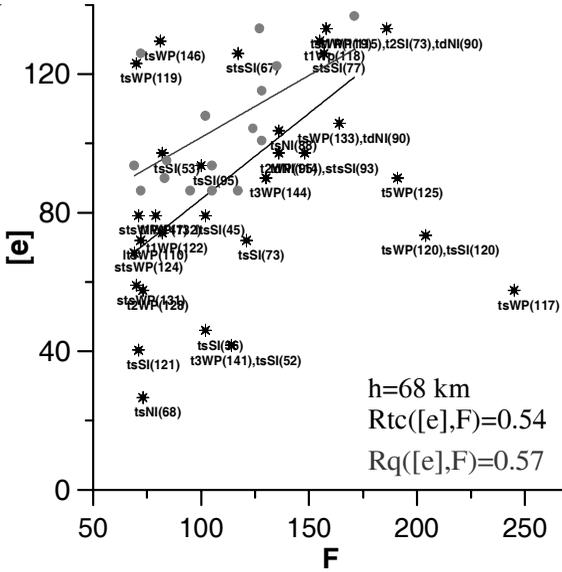


Рис. 5

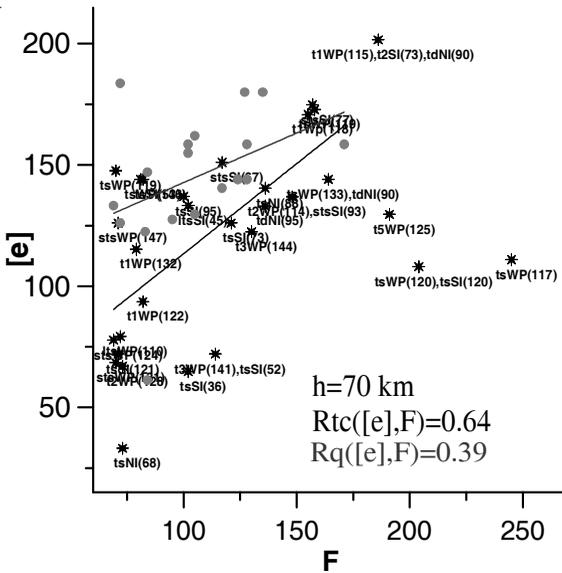


Рис. 6

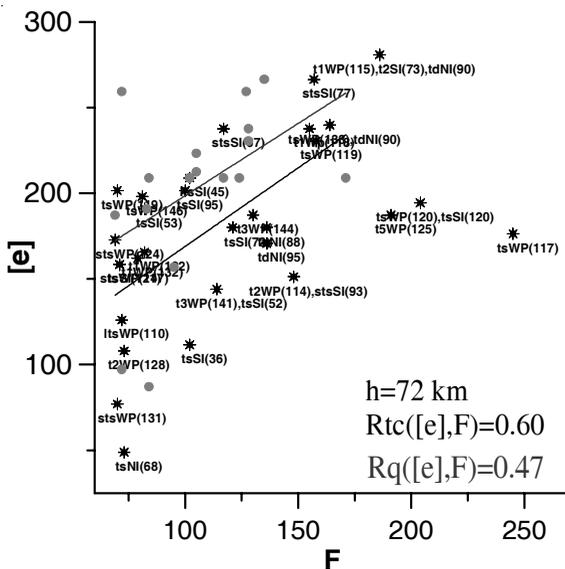


Рис. 7

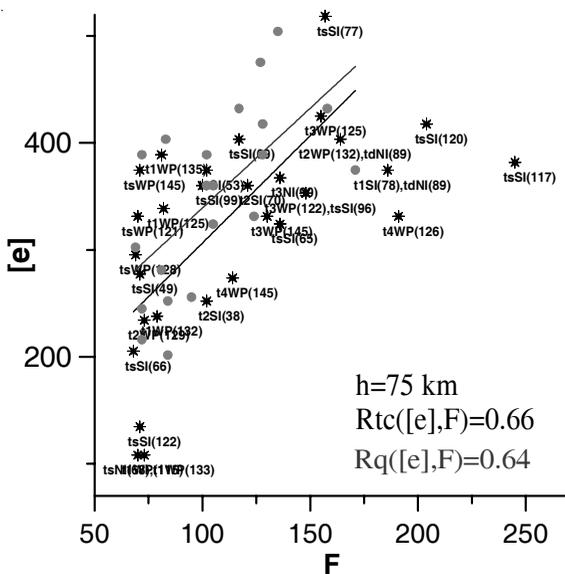


Рис. 8

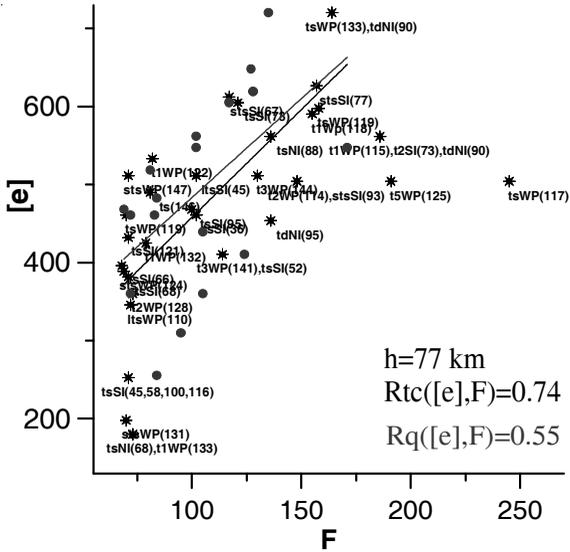


Рис. 9

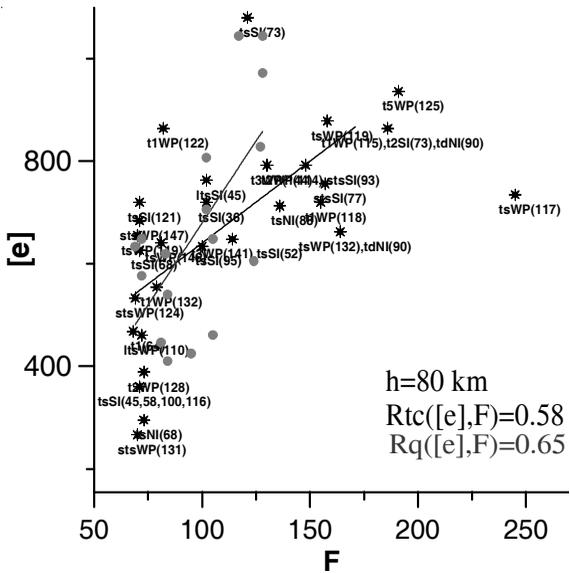


Рис. 10

При построении линий аппроксимации мы использовали только те данных об  $[e]$ , которые были получены при значениях индекса  $F < 175$ . Этот шаг объясняется следующим: во-первых, в наличии имелись данные (без ТЦ) только при значении индекса  $F < 175$ ; во-вторых, как видно из рисунков, при значениях индекса  $F \geq 175$  электронная концентрация прекращает свой рост с увеличением солнечной активности. Поэтому в целях корректного сравнения зависимостей электронной концентрации от солнечной активности для обеих групп точек мы и обрезали группу «с ТЦ», взяв в рассмотрение только те данные об  $[e]$ , которые были получены при  $F < 175$ .

В табл. 2 представлен один из важных результатов сравнения  $[e]$  от  $F$  на различных высотных уровнях в дни с ТЦ и без ТЦ.

В данной таблице были использованы следующие обозначения:  $[\bar{e}]$  — среднее значение электронной концентрации для соответствующего высотного уровня;  $[e]_{0F}$  — константа в уравнении линейной регрессии между  $[e]$  и  $F$ ;  $K_F$  — коэффициент в уравнении линейной регрессии между  $[e]$  и  $F$ ;  $R_{([e], F)}$  — коэффициент линейной корреляции между  $[e]$  и  $F$ . В таблице для каждого из высотных уровней приведены количество измерений  $[e]$  и значения стандартного отклонения величины  $[e]$ .

Как мы видим из данных таблицы, количество измерений в дни с ТЦ было больше, чем в дни без ТЦ, что соответственно дает более надежную статистическую значимость коэффициента корреляции между  $[e]$  и  $F$ .

С доверительной вероятностью 95 % наклон  $K_F$  является значимым в уравнениях регрессии из табл. 2 (см. также табл. 3) на высотных уровнях 63, 68, 75, 77 и 80 км в дни без ТЦ и на всех уровнях выше 63 км для данных с ТЦ. Сдвиг  $[e]_{0F}$  из этих же уравнений является значимым с той же вероятностью на всех высотах ниже 80 км для дней без ТЦ и высотных уровнях 63, 68, 72, 75, 77 и 80 км в дни без ТЦ, и на всех уровнях выше 63 км для данных с ТЦ. Соответственно, если коэффициенты регрессии являются значимыми, то и коэффициенты корреляции между параметрами  $[e]$  и  $F$  на этих уровнях также значимы [14]. И, как видно из данных табл. 2. значения коэффициентов корреляции на этих высотных уровнях достаточно высоки.

Также стоит отметить, что на всех уровнях (за исключением 58 и 80 км) значения коэффициентов линейной регрессии между  $[e]$

Таблица 2

Результаты статистической обработки и регрессионной зависимости  $[e] = f(F)$  в дни с ТЦ и без ТЦ

Высота, км	Количество измерений		[e]		Стандартное отклонение [e]		[e]ю <sub>F</sub>		K <sub>F</sub>		R <sub>([e],F)</sub>	
	без ТЦ	с ТЦ	без ТЦ	с ТЦ	без ТЦ	с ТЦ	без ТЦ	с ТЦ	без ТЦ	с ТЦ	без ТЦ	с ТЦ
58	12	18	17,97	19,08	3,27	5,19	13,82	15,36	0,035	0,031	0,24	0,19
60	14	21	28,75	28,7	4,06	9,47	24,95	20,69	0,034	0,074	0,21	0,27
63	15	20	47,04	49,43	8,26	20,60	27,28	24,36	0,177	0,231	0,53	0,41
65	16	25	65,79	59,82	9,68	22,87	49,40	28,42	0,150	0,298	0,40	0,44
68	17	26	104,3	86,46	17,05	30,62	65,96	34,33	0,358	0,496	0,57	0,54
70	18	26	145,1	117,2	28,15	38,92	101,8	39,16	0,409	0,742	0,39	0,64
72	18	26	203,4	173,6	48,58	51,26	114,2	77,28	0,843	0,917	0,47	0,60
75	20	26	354,4	313,1	83,27	99,94	164,9	103,4	1,770	2,028	0,61	0,66
77	19	28	494,3	463,8	122,3	126,8	229,7	181,6	2,534	2,762	0,55	0,74
80	17	26	671,3	641,4	204,9	188,0	40,38	321,1	6,392	3,193	0,65	0,58

Таблица 3

Границы доверительного интервала для коэффициентов линейной регрессии  $[e] = [e]_{0,F} + K_F F$   
на различных высотах

Высота, км	Кол-во точек без ТЦ	$R_{(e),F}$	Нижняя граница доверительного интервала для $K_F$ и $[e]_{0,F}$	Верхняя граница доверительного интервала для $K_F$ и $[e]_{0,F}$	Кол-во точек	$R_{(e),F}$	Нижняя граница доверительного интервала для $K_F$ и $[e]_{0,F}$	Верхняя граница доверительного интервала для $K_F$ и $[e]_{0,F}$
58	12	0,24	-0,066 / 1,64	0,136 / 26,00	16	0,19	-0,059 / 14,27	0,121 / 26,45
60	14	0,21	-0,064 / 13,60	0,132 / 36,30	21	0,27	-0,053 / 6,26	0,201 / 35,10
63	15	0,53	0,009 / 8,09	0,344 / 46,46	20	0,41	-0,022 / -4,53	0,485 / 53,25
65	16	0,40	-0,045 / 27,56	0,344 / 71,24	25	0,44	0,087 / 28,78	1,24 / 102,36
68	17	0,57	0,0734 / 34,61	0,643 / 97,3	26	0,54	0,171 / -1,41	0,820 / 70,06
70	18	0,39	-0,102 / 46,07	0,921 / 157,5	26	0,64	0,365 / -2,5	1,12 / 80,8
72	18	0,47	-0,005 / 21,8	1,692 / 206,6	26	0,60	0,399 / 20,2	1,435 / 134,3
75	20	0,61	0,626 / 38,3	2,914 / 291,4	26	0,67	1,062 / 3,56	2,966 / 205,8
77	19	0,55	0,583 / 19,7	4,49 / 439,7	28	0,74	1,738 / 71,6	3,785 / 291,6
80	17	0,65	2,258 / -376,1	10,53 / 456,8	26	0,58	1,316 / 122,5	5,07 / 519,7

и  $F$  в дни без ТЦ меньше, чем в дни с ТЦ. Отношение коэффициентов регрессии в дни с ТЦ к дням без ТЦ постепенно падает с высотой от значения  $\sim 2$  до значения  $\sim 1$ , а значения констант линейной регрессии между  $[e]$  и  $F$  в дни без ТЦ больше, чем в дни с ТЦ на всех высотах (кроме 58 и 80 км). Максимальные сдвиговые различия достигаются на уровне 65–70 км.

Стоит отметить, что средние значения  $[z]$  в дни без ТЦ на всех уровнях (за исключением 58 и 63 км) превышают  $[z]$  в дни с ТЦ. Максимального превышения  $[z]$  в дни без ТЦ достигает на 68–72 км.

Для уровня 80 км в таблице мы видим достаточную разницу в параметрах уравнений линейной регрессии. Это связано с большим вкладом солнечного дневного ионизирующего излучения. Чтобы учесть его влияние, мы построили уравнения линейной регрессии для  $[e]$  в зависимости от  $z$  — зенитного угла Солнца и  $F$ .

Для дней без ТЦ мы получили:  $[e] = 2986,9 - 40,54z + 5,70F$ , а для дней с ТЦ:  $[e] = 2623,5 - 34,02z + 4,32F$ . Как видно из этих уравнений, разница между ними не столь существенна, хотя влияние Солнца за счет как КВ-части спектра, так и солнечного излучения на длине волны 10,7 см в дни без ТЦ более сильно, и значение сдвига также несколько выше. Из этого мы можем сделать предварительный вывод о том, что на высоте  $\approx 80$  км влияние от ТЦ сводится к нулю. И это не удивительно. В районе мезопаузы «встречаются» процессы, связанные с глобальным переносом энергии «снизу» и «сверху». Именно они устанавливают границу между атмосферой и космосом в смысле воздействия внешних и внутриатмосферных факторов [1].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение представляем следующие выводы.

При сравнении поведения  $[e]$  в зависимости от солнечной активности в дни без ТЦ и с ТЦ на различных высотных уровнях D-области экваториальной ионосферы было получено:

- 1) влияние ТЦ на экваториальную ионосферу на достаточно больших расстояниях (до  $\approx 8000$  км); при этом ни стадия циклона, ни его удаленность от места измерения  $[e]$  не имели существенного значения;

- 2) в среднем, в дни без ТЦ электронная концентрация превосходит [e] в дни с ТЦ на высотах от 60 до 80 км (максимального различия достигает на уровне  $70 \pm 3$  км);
- 3) зависимость [e] от солнечной активности в дни с ТЦ несколько выше, чем в дни без ТЦ на высотах от 65 до 80 км (максимально  $\sim 70$  км);
- 4) разброс данных об [e] в дни с ТЦ значительно выше, чем в дни без ТЦ на высотах от 60 до 80 км (максимально около 70 км).

Итак, на основе сравнения поведения главного ионосферного параметра в дни без ТЦ и с ТЦ получено, что наибольшего различия [e] достигает на высотах около 70 км, а именно, влияние ТЦ уменьшает значение [e]. Это положение подтверждает вывод, полученный впервые в работе [5] о влиянии ТЦ на нижнюю ионосферу. Также, на основе приведенных выше статистических результатов, мы приходим к новым двум выводам. Во-первых, наличие ТЦ усиливает воздействие солнечной активности на область D на высотах от 65 до 80 км в дневных условиях. Во-вторых, влияние тропических циклонов на нижнюю экваториальную ионосферу не зависит от мощности самих циклонов и его удаленности (в пределах 8000 км) по горизонтали, т. е. тропический циклон является неким «пусковым механизмом» влияния на нижнюю ионосферу. Именно эти выводы еще раз подтверждают основную мысль о том, что ТЦ — «поставщик» ВГВ, влияние которых затухает на высоте мезопаузы. Почему же влияние солнечной активности несколько усиливается при наличии ТЦ — этот вопрос мы оставим для будущих рассмотрений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Данилов А.Д. и др. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
2. Шарков Е.А. Аэрокосмические исследования тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 6. С. 87–111.
3. Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Springer/PRACTIS. Berlin, Heidelberg, London, N. Y. etc., 2000. 361 p.
4. Шарков Е. А. Глобальный тропический циклогенез: эволюция научных взглядов и роль дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 1. С. 68–76.

5. *Ванина-Дарт Л.Б., Покровская И.В., Шарков Е.А.* Ионосферный отклик тропосферных катастроф: Препринт. Пр-2121. М.: ИКИ РАН, 2006.
6. *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// Satellite Beacon Simp.: Proc. Poland, Warszawa, 1980. P. 453.
7. *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.
8. *Кокин Г.А., Пахомов С.В., Князев А.К., Корнеева Л.В., Авдеев В.Н.*, Новая информационная база данных ракетных измерений параметров нижней ионосферы // Третий семинар КАПГ по метеорологическим эффектам в ионосфере: Тез. докл. 31 октября – 4 ноября. София, 1988. С. 55.
9. *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.
10. *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.
11. *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.
12. *Смирнова Н.В., Данилов А.Д.* СЭффекты солнечной активности в области D // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 3. С. 95–99.
13. *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.
14. *Сигел Э.* Практическая бизнес-статистика. М.: Вильямс, 2004. 466 с.

**Содержание**

Введение .....	1
1. База данных ракетного зондирования ионосферы .....	3
2. Влияние гелиоактивности на нижнюю ионосферу .....	3
3. Сопоставление измерений электронной концентрации в нижней ионосфере в годы различной гелиоактивности на фоне тропосферных возмущений .....	5
4. Обсуждение результатов .....	6
Заключение .....	17
Литература .....	18