

Федеральное государственное бюджетное учреждение
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ

На правах рукописи

Николаева Вера Дмитриевна

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ Е-СЛОЯ АВРОРАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЫ

Специальность 01.03.03 —

«Физика Солнца»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

канд. физ.-мат. наук, доцент

Котиков Андрей Львович

Научный консультант:

канд. физ.-мат. наук

Гордеев Евгений Иванович

Санкт-Петербург — 2022

Оглавление

	Стр.
Введение	4
Глава 1. Структура модели AIM-E.	16
1.1 Фотоионизация в E-слое ионосферы крайним ультрафиолетовым излучением Солнца	20
1.1.1 Расчет концентрации нейтральных компонент.	20
1.1.2 Сечения фотоионизации и сечения поглощения фотонов. .	21
1.1.3 Расчет функции Чепмена.	24
1.1.4 Задание потока фотонов с длиной волны λ на верхней границе атмосферы.	25
1.1.5 Применение данных спутника TIMED при расчете фотоионизации в модели AIM-E.	26
1.1.6 Аппроксимация потока фотонов с использованием индексов солнечной активности.	27
1.1.7 Построение модели крайнего УФ по данным спутника TIMED.	30
1.2 Расчет скорости корпускулярной ионизации	34
1.2.1 Задание источника корпускулярной ионизации в модели AIM-E по измерениям потока электронов на низкоорбитальных спутниках	36
1.2.2 Задание источника корпускулярной ионизации в модели AIM-E по расчетам эмпирической модели высыпаний.	38
1.2.3 Использование геомагнитного индекса PC в качестве входного параметра в модель авроральной ионосферы	39
1.3 Блок аэрономии. Система уравнений неразрывности и	

математический метод решения.	42
1.3.1 Блок аэрономии и система уравнений неразрывности.	42
1.3.2 Математический метод решения системы уравнений неразрывности	46
1.3.3 Тестирование метода решения системы ОДУ.	49
Выводы.	55
Глава 2. Апробация модели AIM-E.	56
2.1 Использование модели AIM-E для оценки параметров регулярного E-слоя	56
2.2 Расчет вертикального распределения электронной концентрации вдоль траектории низкоорбитального спутника.	61
2.3 Глобальное распределение ионосферного состава AIM-E с использованием модели OVATION-Prime	64
2.4 Применение AIM-E с OVATION-Prime (PC) в качестве входного параметра для расчетов в авроральной зоне.	68
2.5 Оценка применимости расчетов модели AIM-E при наличии спорадических слоев различных типов в авроральной зоне.	73
Выводы.	81
Заключение.	83
Список литературы.	86

Введение

Диссертация посвящена созданию и тестированию диагностической стационарной модели E-слоя авроральной ионосферы Земли ($\varphi > 60^\circ$), применимой для расчета концентрации малых нейтральных компонент NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$, ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$ и электронов Ne в режиме реального времени, позволяющей производить диагностику ее состояния в дневное и ночное время, при различных уровнях солнечной и геомагнитной активности (в т.ч. применимой для описания геомагнитных бурь и суббурь).

Актуальность исследования

В настоящее время большое количество научных исследований сфокусировано на космической погоде – влиянии космических факторов на техническую, промышленную, экономическую деятельность человека. Исследование, прогнозирование и диагностика космической погоды в режиме реального времени являются наиболее актуальными прикладными задачами современной физики ближнего космоса [76; 104; 105; 124; 153; 156]. При изучении солнечно-земных связей рассматривается совокупность всех возможных взаимодействий гелио- и геофизических явлений, оказывающих воздействие на магнитосферу, ионосферу и атмосферу Земли. Ионосфера – это проводящая область атмосферы Земли на высотах от 50 до 1000 км, содержащая частично ионизованную холодную плазму [2]. Для описания состояния ионосферы широко применяются как регулярные наземные и спутниковые измерения, так и модельные расчеты ионосферных параметров.

Ионосфера условно разделяется на несколько областей, отличающихся по характеру взаимодействия с магнитосферой и околоземным пространством, составу и механизму формирования.

Полярные сияния, регистрируемые в авроральной зоне на высотах области E ионосферы (90–140 км), являются первичными индикаторами космического воздействия на нашу планету. Помимо ионизации крайним ультрафиолетовым излучением Солнца, в высоких широтах большую роль играют эффекты

высыпаний энергичных электронов 1–10 кэВ из магнитосферы, отдающих свою энергию в E-слое [4]. Корпускулярные процессы занимают особое место в ионосферно-магнитосферных взаимодействиях, поскольку именно на высотах E-области образуются ионосферные токи, связанные продольными токами с магнитосферой и ответственные за разнообразные геомагнитные вариации. Кроме того, в этом высотном интервале проводимости Холла и Педерсена достигают своего максимума. Их количественная оценка, вместе с величиной электрического поля, позволяют производить оценку продольных токов, что является важной задачей ионосферно-магнитосферного взаимодействия. Знание системы продольных токов, их динамики во время магнитосферных возмущений и способа генерации, необходимо для понимания процессов, происходящих в магнитосфере [12; 36; 64; 91; 158].

Также, нестационарная динамика спорадических высыпаний заряженных частиц магнитосферного происхождения в E-слое может приводить к быстрому изменению условий распространения радиоволн [21]. Диагностика и прогнозирование коротковолновых (КВ) радиотрасс в высоких широтах является сложной задачей современной геофизики, требующей модельных расчетов.

Нижняя ионосфера (области D и E) самым тесным образом связана с атмосферой Земли [98] и, наряду с грозовой активностью, является составной частью глобальной электрической цепи (ГЭЦ). Исследования ГЭЦ позволяют устанавливать взаимосвязь космической погоды и климата [34; 78; 117]. Во время геомагнитных возмущений E-слой авроральной ионосферы занимает важное место в структуре ГЭЦ и вносит существенный вклад в величину атмосферного электрического поля в высоких широтах [10; 28; 40]. Потенциал электрического поля в E-слое ионосферы является верхним граничным условием при построении моделей атмосферного электричества [6].

Динамическая система электрических токов, возникающая в E-слое во время сильных магнитосферных возмущений, способна формировать паразитные индуцированные токи в длинных технологических сооружениях на поверхности

Земли: линиях связи, электрических энергосистемах и трубопроводах [15; 65; 101; 102; 128].

Для всех перечисленных выше теоретических и практических проблем, необходимо знать количественные характеристики ионосферы (такие как: величины концентраций малых нейтралов, ионов и электронов), с временным и пространственным разрешением, сопоставимыми с процессами, происходящими во время магнитосферных возмущений. Модели E-слоя авроральной ионосферы являются крайне востребованным исследовательским инструментом. Несмотря на широкое развитие математического моделирования ионосферы, на данный момент не существует модели E-слоя авроральной зоны, применимой для оценки основных ионосферных параметров в режиме реального времени.

Обзор литературы

E-слой ионосферы Земли в авроральной зоне является одним из основных индикаторов солнечного воздействия на нашу планету. Спутниковые и наземные ионосферные наблюдения имеют ограниченное временное и пространственное разрешение, поэтому возникает необходимость в математическом моделировании.

Моделирование широко используется для анализа состояния ионосферы при различных геофизических условиях и позволяет количественно оценивать различные ионосферные параметры и их пространственно-временные вариации. В зависимости от задач моделирования, этими параметрами являются электронная концентрация, ионный состав, температура ионов и электронов, скорость ионов и другие. Модели ионосферы различаются по ряду разнообразных характеристик: точность вычислений, временное и пространственное разрешение, вычислительные затраты (мощность процессора, память и т. д.), область применимости и доступность для использования. В литературе описан ряд различных моделей ионосферы, но следует отметить, что не существует универсального подхода, который одновременно удовлетворял бы всем требованиям. Решение, какую модель использовать, зависит от целей

исследования, вычислительных ресурсов и доступности входных данных. Обзор современных ионосферных моделей можно найти в работе [119].

Глобальные численные модели ионосферы

Модели E-области, в большинстве случаев, являются частью моделей глобальной ионосферы или верхних слоев атмосферы. Глобальные теоретические модели ионосферы представляют собой сложный комплекс программ для решения нелинейных систем уравнений, содержащих взаимосвязанные уравнения разных типов. Следует отметить, что не все глобальные модели, рассчитывающие слой E, получают достоверные результаты в высоких широтах. Более высокая точность достигается за счет использования данных по высыпаниям частиц, интегральной мощности высыпаний в полушарии, распределения электрического поля в ионосфере, потенциала поперек полярной шапки и прочих эмпирических данных в качестве входных параметров. В зависимости от задаваемых условий, глобальные модели могут воспроизводить вариации ионосферных параметров, связанные с циклами солнечной активности, сезонным и суточным ходом, и геомагнитными возмущениями. Расчеты по таким моделям занимают длительное время и требуют суперкомпьютеров для глобальных симуляций. Следовательно, такого рода модели подходят для решения теоретических задач или для тематических исследований, но не для мониторинга ионосферы в реальном времени. Так, например, расчет ионосферных характеристик на 10 дней с часовым разрешением по модели **USU TIME-DEPENDENT MODEL OF THE GLOBAL IONOSPHERE** [121; 122], доступной онлайн, займет около недели. Поэтому такие модели, при условии соответствующих входных данных, хорошо подходят для решения различных глобальных теоретических задач [30] или для исследования физических механизмов исторических событий [45], а не для практического использования и диагностики состояния ионосферы в режиме реального времени.

В модели “**The Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere Electrodynamics Model (CTIPe)**” [42; 80] уравнения переноса, энергии и неразрывности для нейтральной термосферы решаются самосогласованно с

моделью ионосферной конвекции в высоких и средних широтах. Модель включает аэрономию, гравитационные взаимодействия, ион-ионные и ион-нейтральные соударения, а также перенос за счет электромагнитного дрейфа. Важным входным параметром высокоширотной ионосферы этой модели является величина интегральной мощности высыпаний в полушарии, которая рассчитывается по данным солнечного ветра со спутника ACE. Основная проблема использования данного входного параметра, заключается в том, что измерения, проводимые в точке либрации, не всегда характеризуют геоэффективный солнечный ветер. В связи с этим могут возникать существенные неточности во времени и величине ионосферного отклика на магнитосферные возмущения (бури, суббури). Для расчетов по модели STIRe интегральная мощность высыпаний интерполируется на двенадцатиминутную временную сетку. Такого временного разрешения недостаточно для описания динамических процессов, происходящих во время спорадических магнитосферных возмущений типа суббури. Данная модель доступна в режиме реального времени и используется в ежедневном прогнозе Центра космической погоды NOAA для иллюстрации глобальной конфигурации ионосферы – полного электронного содержания и оценки потенциального неблагоприятного влияния текущей обстановки на GPS системы [26; 155].

В глобальной модели NCAR THERMOSPHEREIONOSPHERE-ELECTRODYNAMICS GENERAL CIRCULATION MODEL (NCAR TIE-GCM) [35; 106; 107; 115] высыпания частиц также задаются при помощи параметра авроральной интегральной мощности высыпаний, но в данном случае он рассчитывается по 3-х часовому K_p индексу, что не удовлетворяет диагностическим целям и не описывает динамику системы на масштабе суббури.

Из ионосферных моделей, специализирующихся на высоких широтах, хотелось бы отметить AFRL TRANSPORT MODEL FOR THE ELECTRON-PROTON-HYDROGEN ATOM AURORA [31; 132]. Данная модель определяет ослабление энергии высыпающихся частиц в толще атмосферы, ионизацию нейтральных компонент и возбуждение оптических эмиссий высыпающимися

электронами, протонами и атомами водорода в авроральной зоне для стационарных условий по потокам частиц, получаемых при решении трех линейных уравнений переноса для трех видов частиц. Потоки частиц задаются как функции от высоты, энергии и питч-угла. Концентрация основных видов ионов и электронная концентрация рассчитываются с использованием подробной химической модели, которая решает множество аэрономических уравнений. Для задания потоков авроральных электронов и ионов на высоте 800 км в модели используется функциональное представление статистической модели Харди [49], работающей с трехчасовым индексом Кр. Таким образом, основной областью применимости модели AFRL, является именно изучение протонных и электронных сияний, а не воспроизведение конкретных продолжительных геофизических событий [62].

Эмпирические модели ионосферы

Эмпирические модели ионосферы основаны на совокупности экспериментальных данных, полученных различными методами. Обычно такие модели достаточно просты в расчетах и, при наличии входных параметров, могут быть использованы для диагностики состояния ионосферы в реальном времени. Однако эмпирические модели не включают никакой динамики и могут демонстрировать только последовательность средних состояний и удовлетворительно описывают только регулярные слои ионосферы.

Еще одним слабым местом эмпирических моделей является неоднородность охвата данных, использованных для построения модели. Наиболее часто применяемой эмпирической моделью ионосферы является глобальная модель IRI (International Reference Ionosphere), рекомендованная Комитетом по космическим исследованиям (COSPAR) и International Union of Radio Science (URSI) [17; 19; 110]. IRI-2016 – последняя модификация модели [16]. Как и любая эмпирическая модель, IRI обладает наибольшей точностью расчетов в областях с более плотным охватом наблюдений. Поскольку большая часть ионосферных данных была получена на широтах Европы и Северной Америки, эти области лучше всего представлены в IRI. Северное полушарие и континенты описаны лучше, чем

Южное полушарие и океаны, опять же из-за очевидных различий в объеме данных [13]. Модель IRI может использоваться, в первую очередь, для средних широт. На авроральных и полярных широтах модель, основанная на наблюдениях небольшого числа наземных станций и спутников, оказывается непригодной для точного моделирования этой динамичной области. В высоких широтах IRI может применяться только для приблизительной оценки фоновых параметров ионосферы [18]. Сравнение модели IRI-2007 с данными вертикального зондирования [20; 89; 92] показывает, что в возмущенных геомагнитных условиях в авроральной зоне модель дает существенные расхождения параметров ионосферы по сравнению с наблюдаемыми (300%) и не может быть использована для моделирования аврорального E-слоя.

Существующие теоретические и эмпирические (полуэмпирические) глобальные ионосферные модели могут адекватно воспроизводить ионный состав в авроральной зоне только при спокойных геофизических условиях и для плавных крупномасштабных возмущений, таких как основной ионосферный провал или осредненные значения вариаций ионосферных параметров, вызванных высыпавшимися электронами.

Модель критической частоты E-слоя для авроральной области [32] основана на анализе моделей высыпаний авроральных электронов, границ дискретных и диффузных сияний, главного ионосферного провала и измерений критической частоты E-слоя. Модель foE представляет собой аналитическую модель, состоящую из солнечной (foEsol) и авроральной (foEavr) составляющих: входными параметрами, характеризующими солнечную и магнитную активность, являются индексы $F_{10.7}$ и Kp^* . Индекс Kp^* учитывает предысторию изменений геомагнитной активности. Модель позволяет достаточно точно определить критическую частоту слоя E для различных уровней геомагнитной активности. Анализ данных вертикального зондирования для различных авроральных и субавроральных станций показал, что среднее отклонение foE относительно экспериментальных данных в данной модели не превышает 20%. Однако данная модель не позволяет

судить о вертикальном распределении ионосферных параметров (ионном составе, высоте максимума слоя и т.д.), что ограничивает ее область применения.

Локальные модели ионосферы

Локальные модели ионосферы [29; 68; 145] широко используются для тематических исследований. Физико-химическая модель авроральной ионосферы [29] – это численная модель, описывающая процессы взаимодействия основных возбужденных и ионизированных компонент ионосферы при высыпании авроральных электронов. Зависящая от времени одномерная авроральная модель, используемая в [68], представляет собой комбинацию кода переноса электронов [75] и кинетической модели авроральной ионосферы [67; 97], оценивающей ключевые ионы E-области и малые нейтральные компоненты в диапазоне высот 75–500 км. Эти модели показывают хорошие результаты расчетов и точно описывают локальные физические и химические процессы в авроральной ионосфере, но они предназначены только для ночного времени и не могут быть использованы для условий освещенной ионосферы ввиду отсутствия блока расчета ионизации коротковолновым излучением Солнца.

Таким образом, на данном этапе ионосферного моделирования не существует модели авроральной зоны, по расчетам которой с достаточной точностью можно было бы судить о величинах основных ионосферных параметров и их пространственно-временных вариациях в отсутствии прямых спутниковых или ионосферных наблюдений, как в ночное, так и в дневное время.

Целью данной работы является создание и тестирование модели E-слоя авроральной ионосферы, применимой для расчетов основных ионосферных параметров в режиме реального времени.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Разработка модели солнечного крайнего ультрафиолетового излучения, применимой для использования в режиме реального времени и прогностических целей.

2. Построение модели фотоионизации коротковолновым излучением Солнца.
3. Построение модели ионизации высыпавшимися электронами.
4. Реализация численного метода для решения системы уравнений неразрывности для нейтралов NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$ и ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$.
5. Апробация модели в различных геофизических условиях и сопоставление расчетов с данными наземных наблюдений.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Модель E-слоя высокоширотной ионосферы Земли (AIM-E) ($\varphi > 60^\circ$), применимая для мониторинга ионосферных параметров в освещенной и неосвещенной ионосфере при различных уровнях солнечной и геомагнитной активности в режиме реального времени.
2. Новая эмпирическая модель спектра крайнего УФ излучения AIM-UV. Интеграция AIM-UV в блок фотоионизации модели AIM-E позволяет рассчитывать критическую частоту регулярного слоя E с высокой точностью ($CC=0.98$).
3. Модификация модели ионосферы AIM-E с использованием геомагнитного индекса PC качестве входного параметра, позволяющая учитывать геоэффективность солнечного ветра, и обеспечивающая более точный расчет ионосферных параметров во время геомагнитных бурь и суббурь. Модель AIM-E хорошо воспроизводит параметры спорадических слоев, обусловленных высыпаниями электронов.

Научная новизна диссертационной работы определяется новыми методами исследования и оригинальными результатами, полученными впервые:

1. Создана оригинальная модель E-слоя высокоширотной ионосферы Земли учитывающая высокую изменчивость авроральной области, позволяющая рассчитывать концентрации малых нейтральных компонент NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$, ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$ и электронов Ne в освещенной и

неосвещенной ионосфере при различных уровнях солнечной и геомагнитной активности. Модель применима в диапазоне высот от 90 до 140 км на широтах выше 60-ти градусов и позволяет проводить вычисления во всей расчетной области в режиме реального времени.

2. Создана новая эмпирическая модель спектра крайнего УФ излучения AIM-UV на основе данных спутниковых наблюдений за полный цикл солнечной активности. AIM-UV успешно интегрирована в модель высокоширотной ионосферы AIM-E, что обеспечило возможность мониторинга параметров регулярного E-слоя с хорошей точностью.

3. Геомагнитный индекс PC впервые применен в качестве входного параметра для модельных ионосферных расчетов.

Научная и практическая значимость

Модель AIM-E является полезным инструментом, как для научных, так и для практических целей в арктических и антарктических регионах. Модель может быть применена для решения широкого круга научных проблем, включая, различные аспекты химии ионосферы, распределения проводимости, электрических полей и токов, расчета электронной концентрации в условиях различной солнечной и магнитосферной активности. Модель может быть использована для оценки условий распространения радиоволн, что имеет большое значение для качества связи в условиях нестабильной авроральной зоны. Также, модель AIM-E может быть включена в состав более сложных моделей космической погоды в качестве эффективного ионосферного модуля.

Степень достоверности обосновывается публикацией оригинальных результатов в ведущих для данной специальности журналах, а также их представлением на нескольких международных конференциях.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на:

- 33-ем, 34-ом, 35-ом, 36-ом, 42-ом и 43-ем ежегодных семинарах «Физика авроральных явлений», Апатиты, Россия, 2010, 2011, 2012, 2013, 2020, 2021.

- General assembly of EGU, Vienna, Austria, 2014.
- 40th COSPAR Scientific Assembly, Москва, Россия, 2014.
- General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Prague, the Czech Republic, 2015.
- 11-ой, 12-ой и 17-ой ежегодной конференция «Физика плазмы в Солнечной системе», Москва, Россия, 2016, 2017, 2022.
- Международной конференции «Atmosphere, ionosphere, safety (AIS2020)», Калининград, Россия, 2020.
- «Геокосмос-2020» Санкт-Петербург, Россия, 2021.

Личный вклад. Все материалы, представленные в данной диссертации, получены автором самостоятельно или на равных правах с соавторами. Автор принимал активное участие в обработке наземных и спутниковых измерений, разработке и тестировании модели, описанной в настоящей диссертации.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 6-ти печатных изданиях, входящих в Web of Science и Scopus:

- Nikolaeva V., Gordeev E., Sergienko T., Makarova L., Kotikov A. AIM-E: E-Region Auroral Ionosphere Model //Atmosphere. – 2021. – Т. 12. – №. 6. – С. 748.
- Nikolaeva V. D., Gordeev, E. I., Rogov, D. D., Nikolaev, A. V. Auroral ionosphere model (AIM-E) adjustment for the regular E layer //Solar-Terrestrial Physics. – 2021. – Т. 7. – №. 1. – С. 41-46.
- Makarova L. N., Shirochkov A. V., Nikolaeva V. D. Dynamics of the auroral Es layer during weak and strong disturbances in the magnetosphere //Geomagnetism and Aeronomy. – 2014. – Т. 54. – №. 6. – С. 746-749.
- Nikolaeva V. D., Ribakov M. V., Kotikov A. L., Koshelevskiy V. K. IRI-2012 model adaptability estimation for automated processing of vertical sounding ionograms //Journal Scientific and Technical Of Information Technologies, Mechanics and Optics. – 2014. – Т. 89. – №. 1. – С. 82-86.

- Nikolaeva V. D., Kotikov A. L., Sergienko T. I. Dynamics of field-aligned currents reconstructed by the ground-based and satellite data //Geomagnetism and Aeronomy. – 2014. – Т. 54. – №. 5. – С. 549-557.
- Shirochkov A. V., Makarova L. N., Nikolaeva V. D., Kotikov A. L., The storm of March 1989 revisited: A fresh look at the event //Advances in Space Research. – 2015. – Т. 55. – №. 1. – С. 211-219.

Автор диссертации имеет еще одну публикацию в журнале, входящим в Перечень ВАК, косвенно относящуюся к теме диссертации:

- Франк-Каменецкий А.В., Николаева В.Д., Степанов Н.А., Калишин А.С. Корректировка шкал локальных К-индексов для высокоширотных магнитных станций //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2021. – Т. 67. – №. 1. – С. 89-99.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 2 глав и заключения. Полный объем диссертации составляет 100 страниц с 24-мя рисунками и 11-ю таблицами. Список литературы содержит 161 наименование.

Глава 1. Структура модели AIM-E

Модель AIM-E позволяет производить расчет временных и пространственных изменений плотности малых нейтральных компонент NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$, ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$ и электронов N_e в диапазоне высот 90–140 км [87].

Входными параметрами модели, задаваемыми пользователем, являются дата, время, высота и координаты точки расчетов. Для каждой точки автоматически производится расчет параметров нейтральной атмосферы по модели NRLMSISE-00 [99], спектры потоков крайнего ультрафиолетового (КУФ) излучения Солнца (5–105 нм) и авроральных электронов (30 эВ – 30 кэВ). В таблице 1.1 приведены входные параметры модели AIM-E, а также величины, которые по ней можно рассчитать.

Таблица 1.1. Входные, выходные и автоматически рассчитываемые параметры модели AIM-E

Входные параметры модели AIM-E:	Автоматически рассчитываемые параметры:	Выходные параметры модели AIM-E:
Дата и время Географические координаты Высота	Параметры нейтральной атмосферы: модель NRLMSISE-00	Концентрация ионов: N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$
	Спектр высыпающих электронов: спутниковые данные или модель OVATION-Prime	Концентрация электронов N_e , Критическая частота E-слоя f_oE
	Солнечное КУФ излучение: спутниковые данные или модель AIM-UV	Концентрация малых нейтральных компонент: NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$
		Высота максимума E-слоя

В спокойных геомагнитных условиях в дневное время основным источником ионизации, отвечающим за формирование регулярного E-слоя, является солнечное КУФ излучение. В ночное время и при возмущенных геомагнитных условиях

спорадическая ионизация высыпающимися энергичными электронами играет доминирующую роль. В качестве входных условий в модель AIM-E, поток фотонов солнечного КУФ излучения и поток магнитосферных электронов могут быть заданы как с использованием данных спутниковых измерений, так и с помощью модельных расчетов. В первом случае реализовано использование спектров крайнего УФ, измеренных на спутнике TIMED, и спектров потоков электронов 30 эВ – 30 кэВ со спутников DMSP и REMEIS. В случае задания модельных входных условий, в AIM-E интегрирована эмпирическая модель AIM-UV (Глава 1.1.7) для солнечного излучения и OVATION-Prime (Глава 1.2.2) для высыпания энергичных электронов [84]. В зависимости от задач моделирования любые другие измерения и модели солнечного крайнего УФ-излучения, и высыпаний электронов могут быть адаптированы в качестве источника ионизации в модели AIM-E.

Проходя сквозь толщу атмосферы, как фотоны, так и электроны теряют энергию вследствие поглощения нейтральными компонентами. Этот факт учитывается с помощью расширенной функции Чепмена для ослабления солнечного КУФ-излучения [129] и функции диссипации энергии высыпающихся электронов [127]. Скорости фотоионизации (q_{uv}) и ионизации за счет энергичных электронов (q_{corp}), полученные для различных ионов, входят в систему из десяти обыкновенных дифференциальных уравнений (ОДУ). Первоначальное решение системы ОДУ основано на состоянии квазинейтральности ионосферной плазмы в E-слое, которое достигается в 39 химических реакциях между ионосферными частицами (Глава 1.3.1). Численное решение системы ОДУ для малых нейтральных компонент и ионов реализовано с использованием высокопроизводительного метода Гира [46] (Глава 1.3.2).

На рисунке 1.1 приведена общая схема модели AIM-E. В данной схеме основные источники ионизации (солнечным излучением и высыпающимися энергичными электронами) приведены с использованием модельных расчетов (AIM-UV, OVATION-Prime), однако, они могут быть заменены прямыми спутниковыми измерениями.

Схема модели AIM-E

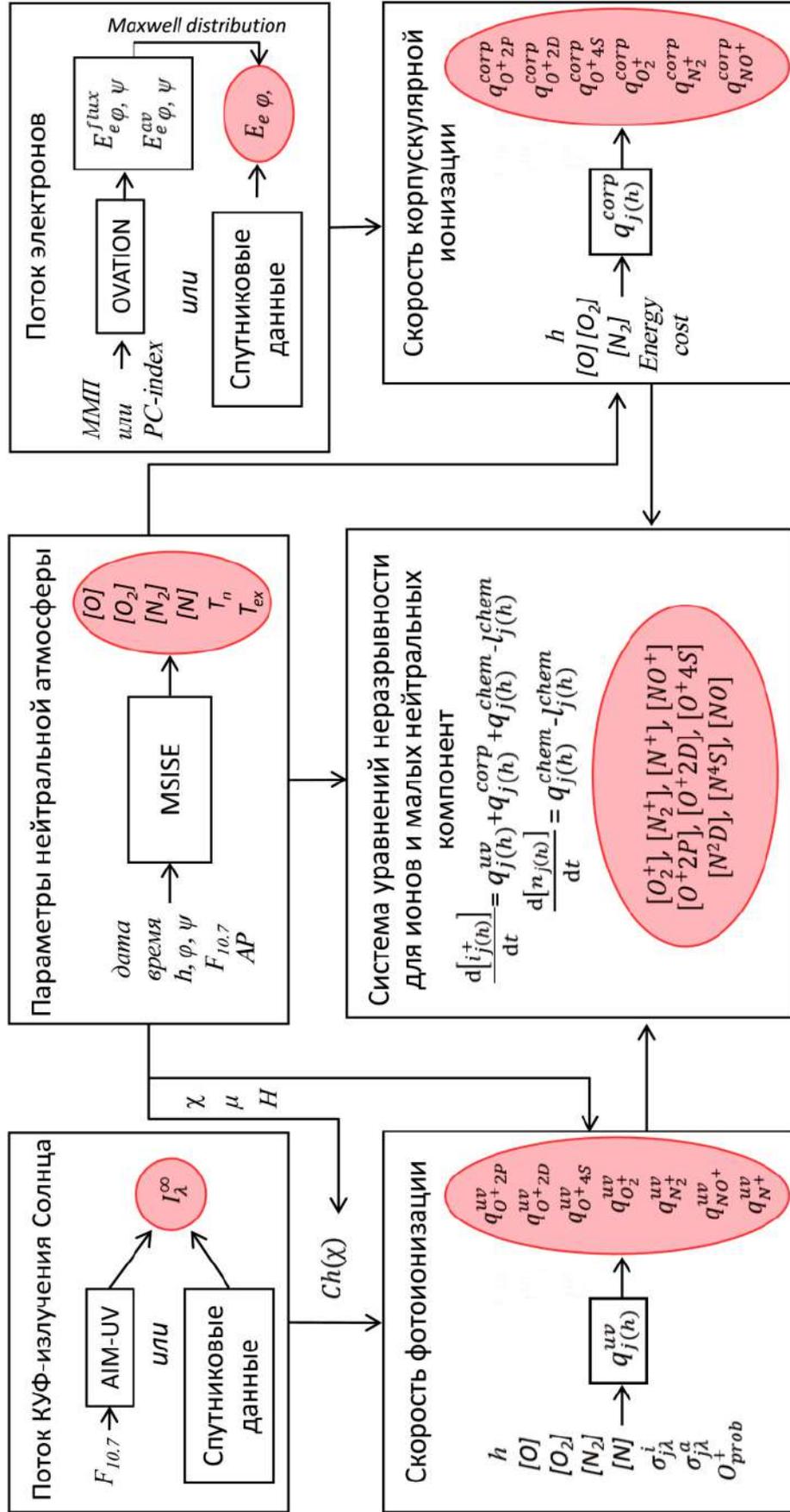


Рисунок 1.1 – Схема модели AIM-E. Входные параметры – дата, время и местоположение – используются для расчета высотного распределения скоростей ионизации с использованием трех эмпирических моделей: NRLMSISE-00 для нейтрального состава, AIM-UV для спектра КУФ-солнечного излучения и Ovation-Prime для спектра высыпавшихся электронов. Рассчитанная скорость ионизации для каждого момента времени является постоянной при решении системы уравнений неразрывности для семи ионов и трех нейтралов.

Обозначения, использованные на рисунке 1.1:

h, φ, ψ – высота, географическая широта и долгота

$F_{10.7}$ – среднесуточный индекс $F_{10.7}$

AP – геомагнитный индекс AP

PC -index – геомагнитный индекс PC

I_{λ}^{∞} – поток фотонов на длине волны λ на верхней границе атмосферы

$[O], [O_2], [N_2], [N], [N(^4S)], [N(^2D)], [NO], [N^+], [N_2^+], [NO^+], [O_2^+], [O^+(^4S)], [O^+(^2D)],$

$[O^+(^2P)]$ – концентрации нейтралов и ионов

T_n, T_{ex} – температура нейтральной атмосферы и температура экзосферы

χ – зенитный угол Солнца

μ – молекулярная масса воздуха

H – высота однородной атмосферы

$Ch(\chi)$ – функция Чепмена

$\sigma_{j\lambda}^i$ – сечение ионизации для нейтрала типа j на длине волны λ

$\sigma_{j\lambda}^a$ – сечение поглощения для нейтрала типа j на длине волны λ

O_{prob}^+ – вероятность появления метастабильных состояний иона O^+

$q_{j(h)}^{uv}$ – скорость фотоионизации j -ой компоненты на высоте h

$q_{j(h)}^{corp}$ – скорость корпускулярной ионизации j -ой компоненты на высоте h

$q_{j(h)}^{chem}$ – скорость ионизации в химических процессах j -ой компоненты на высоте h

$I_{j(h)}^{chem}$ – скорость рекомбинации в химических процессах j -ой компоненты на высоте

h

$[i_{j(h)}^+]$ – концентрация иона типа j на высоте h

$[n_{j(h)}]$ – концентрация нейтрала типа j на высоте h

$E_{e, \varphi, \psi}^{flux}$ – поток энергии электронов для заданных координат φ, ψ

$E_{e, \varphi, \psi}^{av}$ – средняя энергия потока электронов для заданных координат φ, ψ

$ММП$ – компоненты вектора межпланетного магнитного поля

E_e – спектр энергий потока электронов для заданных координат φ, ψ

1.1 Фотоионизация в Е-слое ионосферы крайним ультрафиолетовым излучением Солнца

Основным источником энергии для большинства процессов в атмосфере Земли является солнечное излучение. Фотоионизация нейтральных компонент атмосферы крайним ультрафиолетовым излучением в дневное время в интервале высот от 90 до 140 км является основным источником ионообразования.

Скорость фотоионизации j -й компоненты нейтрального газа $q_j(z)$ – это число актов фотоионизации в единице объема за единицу времени на высоте z , определяется выражением [123]:

$$q_j(z) = n_j \sum_{\lambda} \sigma_{j\lambda}^i I_{\lambda}^{\infty} \exp\left(-\sum_n \sigma_{n\lambda}^a \int_z^{\infty} Ch(\chi) n_n dz\right) \quad (1.1)$$

где n_j – концентрация газа j , $\sigma_{j\lambda}^i$ – сечение фотоионизации газа j солнечным излучением на длине волны λ , $\sigma_{j\lambda}^a$ – сечение фотопоглощения газа j солнечным излучением на длине волны λ , I_{λ}^{∞} – плотность потока фотонов на длине волны λ в верхней части атмосферы, $Ch(\chi)$ – функция Чепмена. Функция скорости фотоионизации зависит от многих параметров, расчет каждого из которых требует детального рассмотрения.

1.1.1 Расчет концентрации нейтральных компонент

Для расчетов параметров термосферы (состава нейтральной атмосферы и вертикального распределения температуры) используется эмпирическая модель NRLMSISE-00 (Mass-Spectrometer-Incoherent-Scatter [99]).

Модель NRLMSISE-00 – это эмпирическая модель, построенная по данным масс-спектрометров, ракет и радаров некогерентного рассеяния. Модель охватывает весь интервал высот от поверхности Земли до верхней границы атмосферы. Модель вычисляет состав, температуру и общую массовую плотность, что является стандартом NASA. Поток ультрафиолета учитывается через индекс

$F_{10.7}$, а магнитная активность посредством индекса AP . В таблице 1.2 приведены входные и выходные параметры модели NRLMSISE-00.

Таблица 1.2. Входные и выходные параметры модели NRLMSISE-00

Входные параметры модели NRLMSISE-00:	Выходные параметры модели NRLMSISE-00:
дата и время	плотность $He, O, O_2, N, N_2, Ar, H$
географические координаты	общая массовая плотность
высота	плотность аномального кислорода
местное солнечное время	температура экзосферы
средний индекс $F_{10.7}$ за 81 день	температура на определенной высоте
суточный индекс $F_{10.7}$	
суточный магнитный индекс AP	

В расчетах модели AIM-E плотности O, O_2, N_2 и температуры на различных высотах берутся согласно NRLMSISE-00.

Так как по модели нейтральной атмосферы NRLMSISE-00 нельзя рассчитать концентрацию NO , в данной работе использовались значения концентрации окиси азота, рассчитанные по формуле:

$$[NO] = 0.4 \exp\left(\frac{-3700}{T_n}\right) [O_2] + 5.0 \cdot 10^{-7} [O] \quad (1.2)$$

где $[NO]$, $[O_2]$ и $[O]$ — концентрации нейтралов, T_n — температура нейтральной атмосферы [43].

1.1.2 Сечения фотоионизации и сечения поглощения фотонов

Не каждое взаимодействие между фотоном и атомом или молекулой приведет к фотоионизации. Для каждой нейтральной атмосферной компоненты существует порог ионизации по длине волны (λ_i), обратно пропорциональный потенциалу фотоионизации I_i :

$$I_i = hc/\lambda_i \quad (1.3)$$

где h – постоянная Планка, c – скорость света в вакууме.

Потенциал фотоионизации представляет собой наименьшую энергию, необходимую для удаления электрона от свободного атома в его низшем энергетическом (основном) состоянии, ниже которого фотоионизация не происходит или же она незначительна. Величина потенциала фотоионизации обусловлена внутренними свойствами молекулы или атома. Ниже порога ионизации фотоионизация и поглощение фотона различных нейтральных атмосферных составляющих варьируется в зависимости от длины волны солнечного излучения. Излучение в каждом канале или спектральной линии вносит свой вклад в ионообразование различный для всех компонент. Так, например, особенно важен вклад спектральных линий 102,6 нм (L_β) и 97,7 нм, ионизирующих O_2 . В нижней части E-слоя ионосферы может играть существенную роль фотоионизация молекул окиси азота, имеющих низкий потенциал ионизации 9,25 эВ [3], излучением в сильной спектральной линии солнечного спектра L_α .

Значения λ , соответствующие порогам ионизации для рассматриваемых в работе нейтральных атмосферных компонент, приведены в таблице 1.3 согласно [2; 5].

Таблица 1.3 Пороги ионизации для различных нейтральных компонент

Компонента	NO	O_2	O	N_2	N
$\lambda_i, \text{ нм}$	134,0	102,6	91,1	79,6	85,2

В таблице 1.4 представлены сечения поглощения (σ^a) и ионизации (σ^i) нейтральных компонент в зависимости от длины волны солнечного излучения для 36 спектральных линий и каналов. σ^a и σ^i для O , N_2 и O_2 взяты из [137]; для N – [14]; для NO – [94]. Квантовые выходы различных состояний ионов атомарного кислорода взяты из [136]. Значения сечений представлены в мегабарнах. Чтобы преобразовать их в м^2 необходимо умножить приведенное значение на 10^{-22} .

Таблица 1.4. Сечения поглощения (σ^a) и ионизации (σ^i) нейтралов O , N , O_2 , N_2 , NO и вероятности ионизации в электронные состояния атомарного кислорода $O^+(^4S)$, $O^+(^2D)$, $O^+(^2P)$

Wavelength, nm	O σ^i	O σ^a	N σ^i	N σ^a	O ₂ σ^i	O ₂ σ^a	N ₂ σ^i	N ₂ σ^a	NO σ^i	NO σ^a	O ⁺ (⁴ S)	O ⁺ (² D)	O ⁺ (² P)
5–10	1.06	1.06	0.38	0.38	1.18	1.18	0.60	0.60	0.00	0.00	0.36	0.44	0.14
10–15	3.53	3.53	0.67	0.67	3.61	3.61	2.32	2.32	0.00	0.00	0.36	0.41	0.20
15–20	5.96	5.96	2.00	2.00	7.27	7.27	5.40	5.40	0.00	0.00	0.33	0.42	0.23
20–25	7.55	7.55	3.00	3.00	10.50	10.50	8.15	8.15	0.00	0.00	0.33	0.41	0.25
25.63	8.43	8.43	0.00	0.00	12.80	12.80	9.65	9.65	0.00	0.00	0.33	0.42	0.25
28.415	9.26	9.26	0.00	0.00	14.80	14.80	10.60	10.60	0.00	0.00	0.31	0.43	0.25
25–30	8.78	8.78	4.00	4.00	13.65	13.65	10.08	10.08	0.00	0.00	0.32	0.42	0.25
30.378	9.70	9.70	0.00	0.00	15.98	15.98	11.58	11.58	0.00	0.00	0.31	0.43	0.25
30–35	10.03	10.03	6.00	6.00	17.19	17.19	14.60	14.60	0.00	0.00	0.31	0.43	0.25
36.807	10.84	10.84	8.00	8.00	18.40	18.40	18.00	18.00	0.00	0.00	0.31	0.43	0.25
35–40	10.70	10.70	7.00	7.00	18.17	18.17	17.51	17.51	0.00	0.00	0.31	0.43	0.26
40–45	11.21	11.21	8.00	8.00	19.39	19.39	21.07	21.07	0.00	0.00	0.32	0.41	0.27
46.512	11.25	11.25	0.00	0.00	20.40	20.40	21.80	21.80	0.00	0.00	0.32	0.42	0.26
45–50	11.64	11.64	0.00	0.00	21.59	21.59	21.85	21.85	0.00	0.00	0.32	0.45	0.23
50–55	11.91	11.91	11.00	11.00	24.06	24.06	24.53	24.53	0.00	0.00	0.33	0.42	0.26
55.437	12.13	12.13	0.00	0.00	25.59	25.59	24.69	24.69	0.00	0.00	0.34	0.46	0.20
58.433	12.17	12.17	0.00	0.00	22.00	22.00	23.20	23.20	21.48	23.10	0.34	0.41	0.25
55–60	11.90	11.90	0.00	0.00	25.04	25.04	22.38	22.38	0.00	0.00	0.34	0.41	0.25
60.976	12.23	12.23	12.00	12.00	26.10	26.10	23.10	23.10	22.75	23.70	0.35	0.41	0.24
62.973	12.22	12.22	0.00	0.00	25.80	25.80	23.20	23.20	22.75	23.70	0.36	0.41	0.23
60–65	12.21	12.21	11.00	11.00	25.94	26.02	23.22	23.22	21.60	22.50	0.40	0.42	0.18
65–70	10.04	10.04	0.00	0.00	22.05	25.27	25.06	29.75	19.46	20.70	0.51	0.49	0.00
70.331	11.35	11.35	0.00	0.00	23.00	25.00	23.00	26.30	18.20	22.20	0.53	0.47	0.00
70–75	8.00	8.00	11.00	11.00	23.81	29.05	23.20	30.94	16.07	20.60	0.54	0.46	0.00
76.515	4.18	4.18	0.00	0.00	8.59	21.98	23.77	35.36	9.12	16.00	1.00	0.00	0.00
77.041	4.18	4.18	0.00	0.00	9.69	25.18	18.39	26.28	9.12	16.00	1.00	0.00	0.00
78.936	4.28	4.28	0.00	0.00	11.05	26.66	10.18	19.26	9.58	17.10	1.00	0.00	0.00
75–80	4.23	4.23	0.00	0.00	9.39	27.09	16.75	30.71	10.96	18.90	1.00	0.00	0.00
80–85	4.38	4.38	10.00	10.00	6.12	20.87	0.00	15.05	9.56	17.70	1.00	0.00	0.00
85–90	4.18	4.18	10.00	10.00	4.69	9.85	0.00	46.63	12.74	27.10	1.00	0.00	0.00
90–95	2.12	2.12	0.00	0.00	9.34	15.54	0.00	16.99	15.21	33.80	1.00	0.00	0.00
97.762	0.00	0.00	0.00	0.00	2.50	4.00	0.00	0.70	10.78	19.60	0.00	0.00	0.00
95–100	0.00	0.00	0.00	0.00	12.22	16.53	0.00	36.16	10.95	19.90	0.00	0.00	0.00
102.57	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.60	0.00	0.00	10.09	19.40	0.00	0.00	0.00
103.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	8.56	13.80	0.00	0.00	0.00
100–105	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	1.10	0.00	0.00	19.76	32.4	0.00	0.00	0.00

1.1.3 Расчет функции Чепмена

Функция Чепмена описывает высотную зависимость ослабления потока солнечной радиации за счет поглощения при прохождении атмосферы Земли [24].

Для зенитных углов Солнца $\chi \leq 90^\circ$ функция Чепмена принимает вид

$$Ch(\chi) = \left[\left(\frac{\pi}{2} x \right)^{1/2} e^{y^2} \right] erfc(y) \quad (1.4)$$

для зенитных углов Солнца $\chi > 90^\circ$

$$Ch(\chi) = (2\pi x)^{1/2} \left\{ (\sin \chi)^{1/2} \exp[x(1 - \sin \chi)] - \frac{1}{2} e^{y^2} erfc(y) \right\} \quad (1.5)$$

где χ – зенитный угол Солнца, $x = \frac{R_0+z}{H}$ (R_0 – радиус Земли, z – высота, $H = \frac{kT}{\mu g}$ – высота однородной атмосферы на данном уровне, в которой μ – молекулярная масса воздуха, u – атомная единица массы), $erfc(y)$ – дополнительная функция ошибок; $y = \left(\frac{1}{2} x \right)^{1/2} |\cos \chi|$.

Для вычисления высоты однородной атмосферы был реализован подсчет величины ускорения свободного падения g в зависимости от широты места и высоты над поверхностью Земли. Для этого была использована International Gravity Formula 1967 [66; 124]:

$$g = 9,780327(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000058 \sin^2 2\varphi) - 3,086 \cdot 10^{-6} z \quad (1.6)$$

где φ – широта места, z – высота над уровнем моря.

Также при помощи данных о концентрациях нейтральных компонент, рассчитанных с помощью NRLMSISE-00, получено распределение молекулярной массы атмосферы; зенитный угол солнца рассчитан по формуле

$$\chi = 90^\circ - h, \sin(h) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(\tau) \quad (1.7)$$

где h – высота солнца, φ – широта места, δ – склонение.

Аппроксимация дополнительной функции ошибок произведена следующим образом [50]:

для $0 \leq y \leq 8$:

$$\operatorname{erfc}(y) \approx \frac{1,0606963 + 0,55643831y}{1,0619896 + 1,7245609y + y^2} e^{-y^2} \quad (1.8)$$

для $8 \leq y \leq 100$:

$$\operatorname{erfc}(y) \approx \frac{0,56498823}{0,06651874 + y} e^{-y^2} \quad (1.9)$$

Таким образом, в модели AIM-E реализован расчет функции Чепмена для зенитных углов вплоть до 103° , что существенно для авроральной ионосферы.

1.1.4 Задание потока фотонов с длиной волны λ на верхней границе атмосферы

Основным источником ионообразования регулярного E-слоя ионосферы является фотоионизация нейтральных компонент атмосферы крайним ультрафиолетовым (УФ) солнечным излучением (5–105 нм). В земной атмосфере первичные ионы образуются под действием излучения с длиной волны λ короче 103,76 нм [2]. Излучение в каждом канале или спектральной линии вносит свой вклад в ионообразование, различный для всех компонент. Так, например, для ионизации O_2 особенно важен вклад спектральных линий 102,6 нм (L_β) и 97,7 нм. В нижней части E-слоя ионосферы играет существенную роль фотоионизация молекул окиси азота NO излучением в сильной спектральной линии солнечного спектра 121,6 нм (L_α) [3]. Таким образом, для определения величины концентрации ионов, необходимо знать дифференциальный спектр крайнего УФ излучения.

Плотность потока фотонов на верхней границе атмосферы I_λ^∞ – это число фотонов, приходящихся на единичную площадку, расположенную перпендикулярно к направлению излучения в единицу времени. Обычно в стационарных моделях высокоширотной ионосферы не требуется очень точный расчет солнечного излучения, т.к. в большинстве эти модели предназначены для

исследований, связанных с полярными сияниями, наблюдаемыми в темное время суток. Модель AIM-E предназначена для круглосуточного и круглогодичного мониторинга ионосферных параметров. В связи с этим расчет солнечного излучения требует детальной проработки. В модели ионосферы AIM-E реализованы два различных способа получения потока фотонов на верхней границе атмосферы: (1) расчет потока фотонов с использованием индексов солнечной активности по эмпирической модели (Глава 1.1.6) и (2) с использованием прямых спутниковых измерений в различных каналах экстремального ультрафиолетового излучения (Глава 1.1.5).

1.1.5 Применение данных спутника TIMED при расчете фотоионизации в модели AIM-E

Спутник TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics), был введен в эксплуатацию 7 декабря 2001 года. Одной из научных задач миссии TIMED является изучение динамики мезосферы и нижней термосферы под действием УФ солнечной радиации. Прибор SEE (Solar EUV Experiment) [161] был разработан в университете Колорадо для миссии TIMED.

В данной работе при расчетах были использованы данные SEE level 3A, которые находятся в открытом доступе [148] и имеют временное разрешение 97 минут, что соответствует частоте прохождения спутника в подсолнечной точке. Данные SEE level 3A представляют собой спектр солнечного излучения от 0,5 до 195 нм (рентгеновское, крайнее и дальнее УФ излучение с каналами по 1 нм и излучение в 38 эмиссионных линиях).

Для расчета профиля фотоионизации в AIM-E, спектры потока энергии ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{нм}^{-1}$), измеряемые на TIMED SEE, переводятся в спектры потока фотонов ($\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{нм}^{-1}$) путем деления потока на энергию фотона hc/λ в каждом канале

прибора, где h — постоянная Планка, c — скорость света и λ — длина волны, соответствующие центру каждого канала измерений.

Прямые измерения энергетического спектра фотонов, обеспечиваемые космическими аппаратами TIMED каждые 97 минут, могут использоваться для исследования ионосферных эффектов экстремальных явлений космической погоды, например, во время солнечных вспышек. Однако, запаздывание и периодическое отсутствие этих данных не позволяет применять их для диагностики состояния ионосферы в режиме реального времени.

1.1.6 Аппроксимация потока фотонов с использованием индексов солнечной активности

Для задания потока фотонов на верхней границе атмосферы Земли широко используются индексы солнечной активности. В модели AIM-E при расчете функции фотоионизации было учтено значение плотности потоков солнечных фотонов для различных значений суточного индекса солнечной активности $F_{10.7}$. Солнечное радиоизлучение на 10,7 см (2800 МГц) подходит для описания солнечной активности и прогнозирования космической погоды, т.к. оно хорошо коррелирует с числом солнечных пятен, ультрафиолетовым и видимым солнечным излучением, а также хорошо отслеживает экстремальные ультрафиолетовые вспышки. Ряд наблюдений $F_{10.7}$ является одним из самых продолжительных среди показателей солнечной активности. Измерения проводятся ежедневно и находятся в открытом доступе [134].

Оценка применимости модели EUVAC для расчета спектра солнечного крайнего УФ излучения

Для оценки величины потока крайнего ультрафиолетового излучения на верхней границе атмосферы, для 37 интервалов длин волн (20 участков спектра по 5 нм и 17 отдельных спектральных линий), охватывающих диапазон от 5 до 105 нм,

могут быть использованы различные модели, наиболее распространенной из которых является модель EUVAC [112], использующая индекс $F_{10.7}$ в качестве входного параметра.

EUVAC — это эмпирическая модель для астрономических вычислений, построенная на данных спутника Atmosphere Explorer E в период с 1977 по 1981 гг. Точность модели EUVAC зависит от погрешностей базисного спектра F74113 [113] и от степени соответствия солнечного EUV излучения нормировочной функции

$$P = (F_{10.7}A + F_{10.7})/2 \quad (1.10)$$

где $F_{10.7}$ — суточный индекс солнечной активности, а $F_{10.7}A$ его средняя величина за 81 день (расчетный день является центральной точкой при поиске среднего). Из-за разброса данных относительно нормировочной функции, ошибка модели EUVAC для каждого отдельного дня варьируется от 15 до 30% [112].

С запуском спутника TIMED модель получила дальнейшее развитие. На основе данных TIMED была построена модель HEUVAC [114], которая охватывает больший диапазон длин волн и имеет лучшее разрешение. [48] расширили диапазон данных, входящих в основу модели, и получили обновленные регрессионные соотношения для различных длин волн, проанализировав более 2800 спектров SEE с 2003 по 2010 гг. Сравнение модели HEUVAC со спутниковыми данными показало, что мягкое рентгеновское излучение (0,1–10 нм) по HEUVAC занижено примерно на 65% в минимуме солнечной активности, поток в континууме Лайман- α занижен примерно на 30%, кроме того, ионизирующее излучение HEUVAC меньше, чем по данным TIMED SEE.

Несмотря на наличие более поздних версий модели, при расчетах спектров КУФ излучения наиболее широко используется исходная версия модели EUVAC т.к. она находится в открытом доступе.

В работе [88], была выявлена существенная систематическая ошибка в расчетах потока фотонов крайнего ультрафиолета модели EUVAC, составляющая 20-40% величины, в зависимости от солнечной активности. Для оценки расхождения результатов EUVAC с измеренными на спутнике спектрами,

проведен анализ большого объема данных потока крайнего УФ излучения, измеренного на спутнике TIMED SEE level 3A. Проанализирован период с 2009 по 2019 гг., включающий весь 24 цикл солнечной активности. Для каждого пролета спутника в подсолнечной точке был найден интегральный поток излучения в интервале спектра от 5 до 105 нм с разрешением 1 нм и далее, среднесуточное значение этой величины для каждого дня. Аналогичные значения были получены по модели EUVAC (Рис.1.2 (А)).

Полученные солнечные индексы $F_{10.7}$, использованные для вычисления значений $F_{10.7A}$ и P взяты из открытой базы данных OMNI [152].

Было показано, что по модели EUVAC происходит систематическая недооценка потока фотонов примерно на 40% (Рис. 1.2 (В)), что согласуется с результатами, полученными [48].

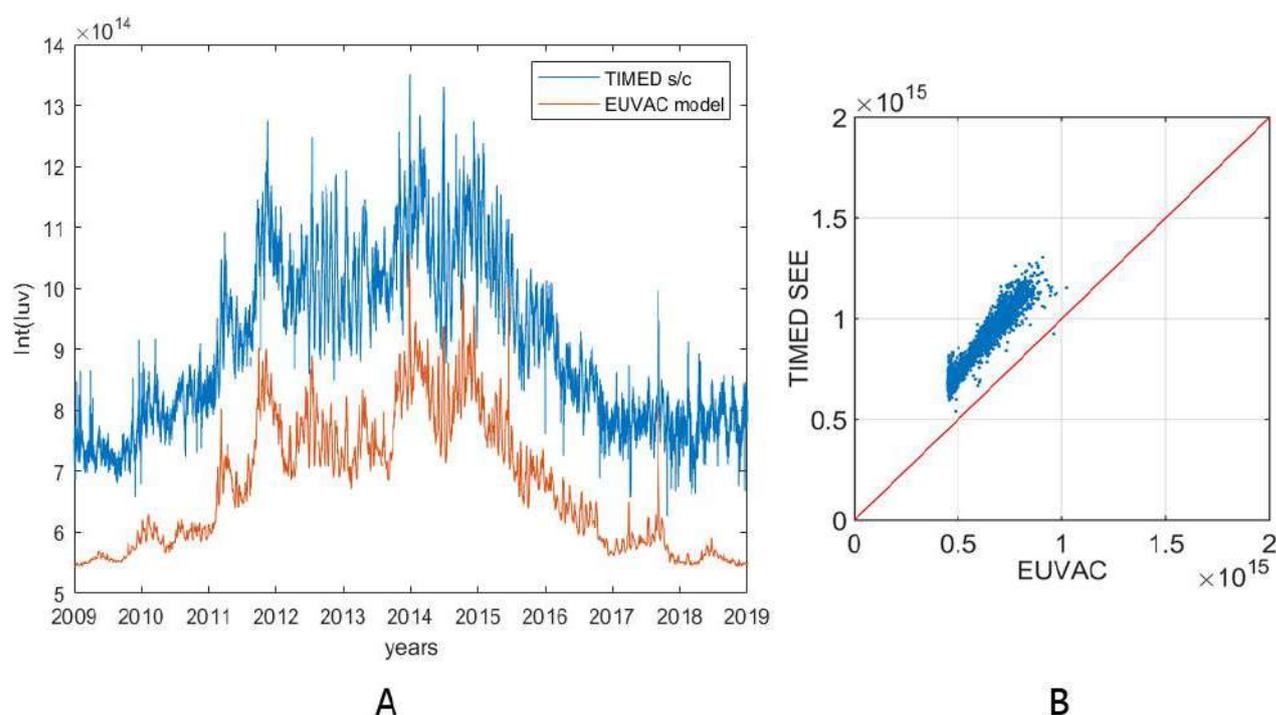


Рисунок 1.2 (А) — Временной ход интегральной величины потока фотонов для TIMED и EUVAC в период с 2009 по 2019 гг., охватывающий полный солнечный цикл;

(В) — Диаграмма рассеяния значений для этого периода.

Таким образом, показано, что модель EUVAC не может быть использована для аэрономических расчетов в существующем виде и требует дополнительной корректировки. Также существенным минусом модели, является невозможность производить расчеты в режиме реального времени или прогноза из-за особенностей входных параметров.

1.1.7 Построение модели крайнего УФ по данным спутника TIMED

Наличие большого объема спутниковых данных измерений крайнего УФ излучения со спутника TIMED позволяют получить простые зависимости величины потока излучения от солнечной активности (индекс F10.7). Например, в работе [1] приведены регрессионные соотношения для спектральных линий HeII (30.4 нм), HeI (58.4 нм), CIII (97.7 нм) и FeXVIII (9.4 нм) в 24-м цикле (2010–2017 гг.) и показано наличие тесной связи между солнечным излучением в отдельных линиях и потоками $F_{10.7}$. Также, в [1] показано, что существует наличие тесной связи потока излучения в исследуемых линиях крайнего УФ диапазона с потоком радиоизлучения на длине волны 10.7 см и регрессионные уравнения второго порядка, лучше описывают эту взаимосвязь, чем линейная регрессия. Однако, для точных расчетов фотоионизации различных нейтральных компонент, необходимо учитывать весь спектр крайнего УФ излучения Солнца, а не только отдельные спектральные линии.

Для построения модели крайнего УФ (AIM-UV), необходимой для более точных расчетов AIM-E, был использован большой объем данных спутника TIMED SEE, с 2002 по 2019 гг. с временным разрешением 1.5 часа и разрешением по длине волны 1 нм.

Данные измерений спутника были приведены к спектральным интервалам, для которых известны сечения поглощения и ионизации, приведенные в Таблице 1.4, и найден среднесуточный поток излучения для каждого из 37-ми участков спектра от 5 до 105 нм и для спектральной линии Лайман- α (121.6 нм). Для

отдельных спектральных линий использовались измерения непосредственно в этой линии, а для каналов шириной 5 нм была найдена интегральная величина потока фотонов для соответствующего канала.

На рисунке 1.3 представлены средние значения потоков фотонов, полученных по данным спутника TIMED (I_T) для каждого спектрального канала, а также стандартное отклонение для каждого из каналов (номера каналов и соответствующие длины волн приведены в таблице 1.5).

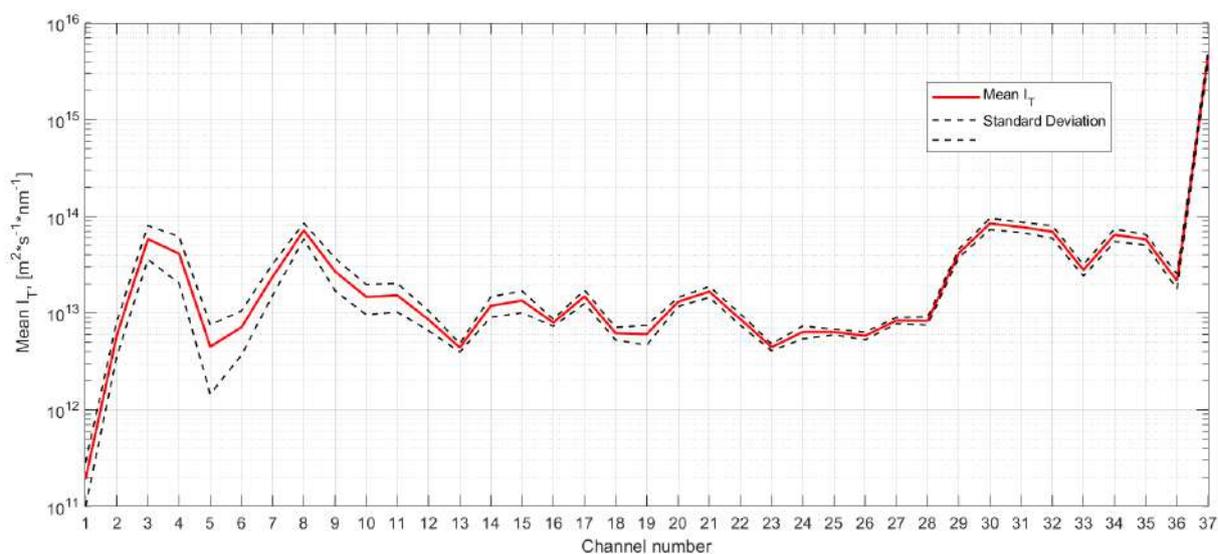


Рисунок 1.3 – Средние значения потоков фотонов, полученных со спутника TIMED (I_T) для каждого спектрального канала, а также стандартное отклонение для каждого из каналов.

На рисунке 1.4 показаны распределения интенсивности потока крайнего УФ излучения, измеренного на спутнике TIMED, в зависимости от индекса $F_{10.7}$ на примере спектральных линий 36.8 и 60.9 нм и каналов 25–30, 45–50, 95–100 и 100–105 нм. Подобный характер распределения I_T от величины $F_{10.7}$ наблюдается и для остальных участков спектра, что позволяет описать данные зависимости регрессионным уравнением второго порядка $I_T = P_1 \cdot F_{10.7}^2 + P_2 \cdot F_{10.7} + P_3$. В таблице 1.5 приведены регрессионные коэффициенты P_1 , P_2 и P_3 , а также значение коэффициента корреляции между I_T и индексом $F_{10.7}$ (R) и величина среднеквадратического отклонения (σ) данных TIMED для каждого интервала спектра.

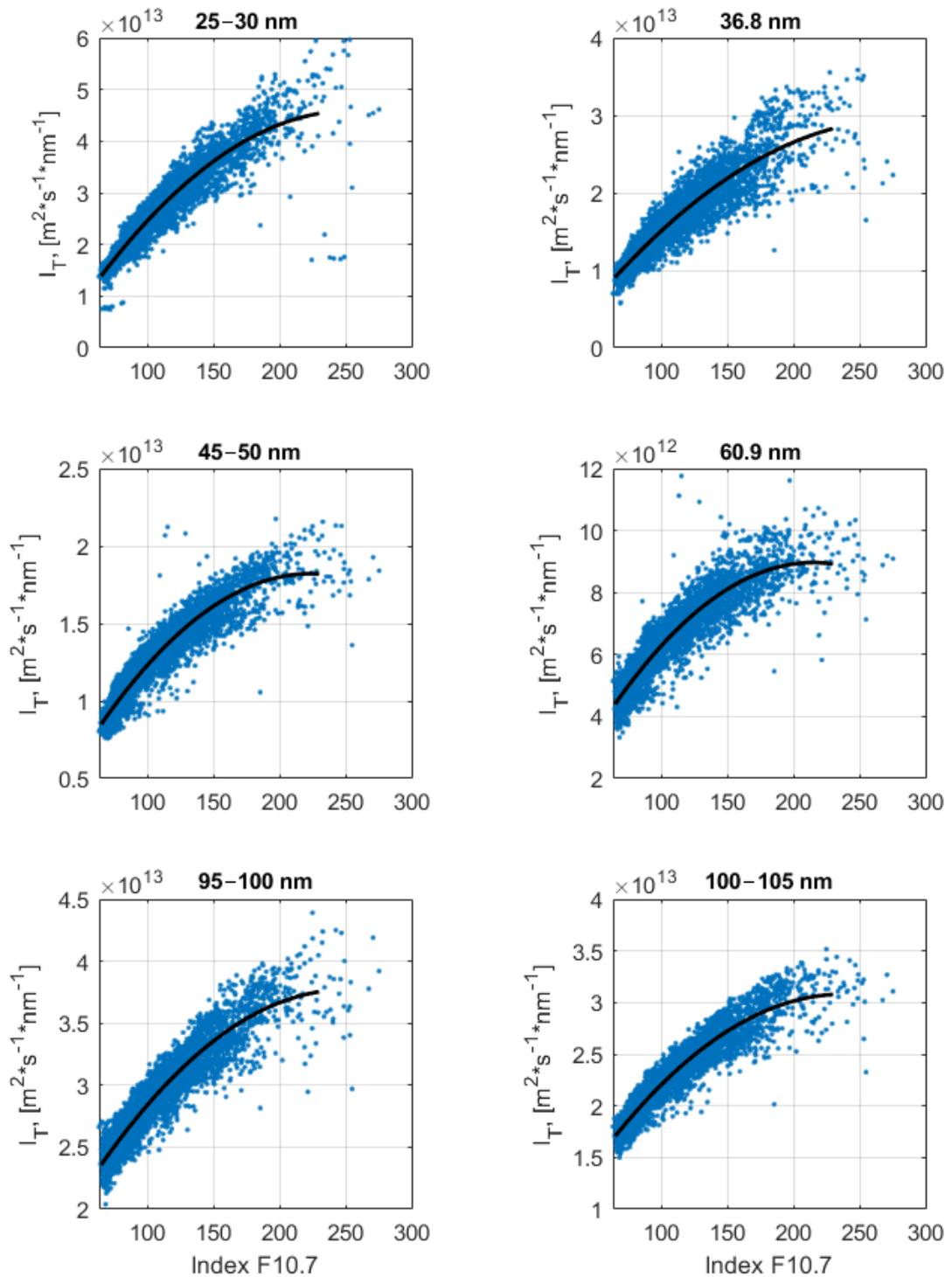


Рисунок 1.4 – Примеры распределения интенсивности потока крайнего УФ излучения в зависимости от потока радиоизлучения на длине волны 10.7 см (индекс $F_{10.7}$) для спектральных линий 36.8 и 60.9 нм и каналов 25–30, 45–50, 95–100 и 100–105 нм. Кривая регрессионная зависимости $I_T = P_1 \cdot F_{10.7}^2 + P_2 \cdot F_{10.7} + P_3$ для каждого из участков спектра показана черной линией.

Таблица 1.5. Регрессионные коэффициенты P_1 , P_2 и P_3 для 37 интервалов спектра уравнения $I_T = P_1 \cdot F_{10.7}^2 + P_2 \cdot F_{10.7} + P_3$. R – коэффициент корреляции между I_T и индексом $F_{10.7}$; σ – среднеквадратическое отклонение данных TIMED для каждого интервала спектра крайнего УФ излучения с 2002 по 2019 гг.

№	λ , nm	P1	P2	P3	R	RMSE
1	5–10	-7.302e+06	4.378e+09	-1.663e+11	0.97	2.372e+10
2	10–15	-1.767e+08	1.079e+11	-2.951e+12	0.96	6.080e+11
3	15–20	-1.834e+09	1.069e+12	-2.854e+13	0.96	5.822e+12
4	20–25	-1.685e+09	9.947e+11	-3.970e+13	0.97	5.368e+12
5	25.63	-2.421e+08	1.449e+11	-7.325e+12	0.97	7.791e+11
6	28.415	-1.987e+08	1.421e+11	-4.916e+12	0.93	1.266e+12
7	25–30	-8.814e+08	4.507e+11	-1.167e+13	0.96	2.300e+12
8	30.378	-1.213e+09	6.663e+11	1.836e+13	0.95	4.335e+12
9	30–35	-6.373e+08	4.283e+11	-8.885e+12	0.94	3.475e+12
10	36.807	-4.252e+08	2.419e+11	-4.842e+12	0.94	1.715e+12
11	35–40	-5.940e+08	2.819e+11	-6.414e+12	0.95	1.587e+12
12	40–45	-2.211e+08	1.085e+11	1.502e+11	0.95	6.220e+11
13	46.512	-3.574e+07	1.938e+10	2.849e+12	0.83	2.472e+11
14	45–50	-3.854e+08	1.725e+11	-1.085e+12	0.96	8.252e+11
15	50–55	-5.045e+08	2.163e+11	-2.566e+12	0.96	9.991e+11
16	55.437	-1.216e+08	4.175e+10	5.121e+12	0.67	5.000e+11
17	58.433	-2.694e+08	1.278e+11	5.071e+12	0.91	9.713e+11
18	55–60	-1.448e+08	5.971e+10	1.815e+12	0.93	3.432e+11
19	60.976	-2.025e+08	8.715e+10	-4.090e+11	0.94	4.847e+11
20	62.973	-1.835e+08	8.245e+10	6.302e+12	0.88	7.061e+11
21	60–65	-3.255e+08	1.341e+11	6.844e+12	0.90	9.222e+11
22	65–70	-1.962e+08	7.893e+10	2.928e+12	0.93	4.449e+11
23	70.331	-5.932e+07	2.251e+10	2.848e+12	0.80	2.156e+11
24	70–75	-1.533e+08	6.295e+10	1.780e+12	0.93	3.526e+11
25	76.515	-3.829e+07	1.816e+10	4.975e+12	0.73	2.836e+11
26	77.041	-2.798e+07	2.081e+10	3.863e+12	0.87	2.665e+11
27	78.936	-4.640e+07	2.542e+10	6.337e+12	0.80	3.695e+11
28	75–80	-1.160e+08	4.863e+10	4.730e+12	0.90	3.535e+11
29	80–85	-5.230e+08	2.512e+11	2.026e+13	0.93	1.751e+12
30	85–90	-9.873e+08	5.686e+11	3.369e+13	0.93	4.489e+12
31	90–95	-8.278e+08	4.915e+11	3.181e+13	0.92	4.096e+12
32	97.762	-6.420e+07	2.567e+11	4.084e+13	0.80	5.826e+12
33	95–100	-4.108e+08	2.058e+11	1.193e+13	0.95	1.168e+12
34	102.57	-5.029e+08	3.997e+11	2.444e+13	0.88	4.678e+12
35	103.19	-4.958e+08	3.354e+11	2.519e+13	0.90	3.140e+12
36	100–105	-4.576e+08	2.182e+11	4.800e+12	0.96	1.102e+12
37	121.6	-4.253e+10	2.707e+13	2.285e+15	0.92	2.495e+14

Приведенные в таблице 1.5 коэффициенты использованы для создания эмпирической модели AIM-UV. Ее использование при расчете фотоионизации в

модели АИМ-Е позволяет обеспечить высокую точность расчетов для оперативной оценки параметров регулярного слоя Е с использованием суточного индекса $F_{10.7}$ в качестве входного параметра. Также ввиду того, что временной ряд измерений суточного радиопотока $F_{10.7}$ доступен непрерывно с 1947 года (в течение семи солнечных циклов), данный режим модели АИМ-Е может быть использован при проведении климатических исследований ионосферы.

При наличии надежного прогноза индекса $F_{10.7}$ [44; 51; 53; 70], модель АИМ-Е может быть использована для осуществления прогноза параметров регулярного слоя Е в высоких широтах. Оценка точности расчетов электронной концентрации по модели АИМ-Е для освещенной ионосферы в спокойных геомагнитных условиях представлена в главе 2.1.

Глава 1.2 Расчет скорости корпускулярной ионизации

В авроральной зоне ($\varphi \approx 60^\circ\text{--}75^\circ$) структуру ионосферы и динамику протекающих в ней процессов определяет не только коротковолновое излучение Солнца, но и потоки высыпающихся частиц магнитосферного или солнечного происхождения. В ночное время корпускулярные потоки являются основным источником ионизации в Е-слое. В возмущенные периоды, такие как магнитосферные бури и суббури, ионизация ионосферы в авроральной зоне, вызванная высыпанием частиц, может быть на несколько порядков выше, чем фотоионизация. Таким образом, очень важно учитывать высыпание энергичных электронов для адекватного моделирования ионного состава в ионосфере высоких широт.

В область Е проникают электроны с начальными энергиями порядка 1–30 кэВ. Глубины проникновения авроральных частиц, высотные профили потерь энергии и скоростей образования отдельных компонент зависят от особенностей начального энергетического спектра электронов. В связи с этим для расчета q_{corp}

необходимо: а) корректно задать начальный дифференциальный поток энергии электронов, б) учесть потери энергии частиц при прохождении толщи атмосферы.

В данной работе рассмотрены только высыпания электронов. Скорости образования ионов при ионизации атмосферных нейтралов авроральными электронами рассчитываются с использованием подхода, описанного в работе [127].

Согласно методу Сергиенко и Иванова [127], скорость ионизации $q_j(z)$ ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) определенного иона сорта j на высоте z определяется как:

$$q_j(z) = P_j(z) \frac{W(z)}{\varepsilon_j(z)} \quad (1.11)$$

где: $W(z)$ – функция высотного распределения выделившейся в атмосфере энергии авроральных электронов ($\text{эВ} \cdot \text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$), $P_j(z)$ – доля выделенной энергии, затрачиваемая на возбуждение и ионизацию нейтрального газа сорта j , $\varepsilon_j(z)$ – «затраты энергии» на ионизацию нейтрального газа сорта j , то есть средняя энергия, затрачиваемая на создание электронно-ионной пары нейтрального j (эВ).

Для моноэнергетического потока электронов с энергией электронов E (эВ) функция высотного распределения выделившейся в атмосфере энергии может быть выражена через безразмерную функцию диссипации как:

$$w(z, E) = \rho(z) \frac{\Lambda \left(\frac{s(z)}{R(E)} \right) E (1 - Alb(E))}{R(E)} \quad (1.12)$$

где: z – высота (км), $\rho(z)$ – массовая плотность атмосферы ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$), $s(z)$ – расстояние от верхней границы ионосферы z_0 до высоты z в единицах массовой плотности ($\text{г} \cdot \text{см}^{-2}$), $R(E)$ – средний пробег электрона в воздухе ($\text{г} / \text{см}^2$), Λ – безразмерная функция диссипации, E – энергия (эВ), $q(z)$ – скорость ионизации на высоте z ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$), $Alb(E)$ представляет собой альбедопоток (безразмерную функцию, описывающую часть полной энергии, содержащейся в начальном потоке электронов, которая отражается атмосферой).

Для произвольного теоретического или экспериментального дифференциального потока электронов $\phi(E)$ в верхней части ионосферы функция

высотного распределения выделившейся в атмосфере энергии может быть выражена интегралом:

$$W(z) = \int_{E_{min}}^{E_{max}} \varphi(E)w(z, E)dE \quad (1.13)$$

где: $\varphi(E)$ – дифференциальный поток авроральных электронов на верхней границе ионосферы (700 км) ($\text{эВ}^{-1} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$).

Все параметры в уравнении (1.12) взяты из [127]. Таким образом, скорости образования различных ионов за счет ионизации потоками авроральных электронов в модели AIM-E рассчитываются путем подстановки уравнения (1.13) в (1.11) и использования коэффициентов «затрат энергии» различными газовыми компонентами, приведенными в таблице 1.6.

Таблица 1.6. «Затраты энергии» для разных ионов

Ион	N_2^+	O_2^+	$O^+(4S)$	$O^+(2P)$	$O^+(2D)$
$\varepsilon_j(z)$, эВ	36.8	28.2	64.0	69.0	140.0

1.2.1 Задание источника корпускулярной ионизации в модели AIM-E по измерениям потока электронов на низкоорбитальных спутниках

В качестве входного параметра для модели AIM-E могут быть использованы прямые измерения дифференциальных потоков электронов (10 эВ – 30 кэВ) на низкоорбитальных (высота орбиты около 600–800 км) космических аппаратах, например, DMSP [111], REMEI [118] и пр.

Программа Defense Meteorological Satellites Program (DMSP) была введена в эксплуатацию в середине шестидесятых годов XX в. Каждый спутник *DMSP* имеет солнечно-синхронную орбиту на высоте около 830 км над поверхностью Земли. Полное время прохождения орбиты — 101 минута. Спутники *DMSP* измеряют потоки высыпающихся частиц в 19-ти различных каналах энергий от 30 эВ до 30

кэВ (Рис. 1.5). Частицы этих энергий проникают на высоты ионосферы вплоть до 80 км и служат основным источником ионизации в ночное время, а также вносят существенный вклад в ионизацию авроральной ионосферы в дневные часы в периоды геомагнитных возмущений. Данные по высыпаниям частиц со спутников *DMSP* находятся в открытом доступе на сайте университета Джона Хопкинса [150].

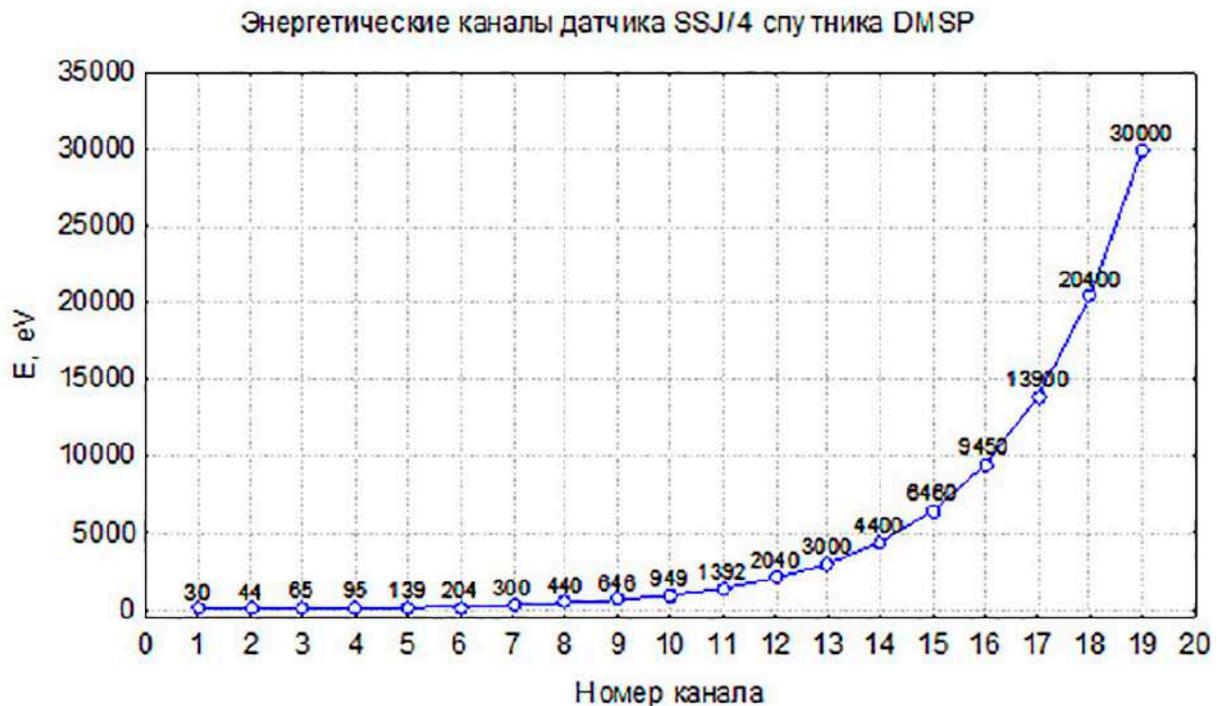


Рисунок 1.5 – Энергетические каналы спутников DMSP

Низкоорбитальный спутник *INDEX (Innovative Technology Demonstration Experiment)/REIMEI* это японский микроспутник разработанный в JAXA/ISAS (Institute of Space and Astronomical Science). Одна из целей миссии — использовать REIMEI для изучения тонкой структуры полярных сияний. На борту спутника проводятся измерения спектра потока электронов от 11 эВ до 11 кэВ. REIMEI имеет почти солнечную синхронную орбиту на околополуденном меридиане (12:50–0:50 LT). Высота полета спутника составляет 610–670 км.

Расчет высотных профилей скорости ионизации вдоль орбиты спутника, с использованием фактических дифференциальных спектров энергий высыпающихся электронов, позволяет получать точные сведения об электронной концентрации и ионном составе в возмущенных геомагнитных условиях (см.

примеры использования данных спутника DMSP в [91], а спутника REIMEI – в Главе 2.2). Однако подобный вид расчетов привязан к спутниковым измерениям и подходит для исследования отдельных локальных событий, а не для непрерывного мониторинга состояния ионосферы в авроральной зоне.

1.2.2 Задание источника корпускулярной ионизации в модели AIM-E по расчетам эмпирической модели высыпаний

Другой вариант получения дифференциального потока энергий электронов в модели AIM-E – это использование моделей высыпания авроральных частиц. В данной работе была использована модель OVATION-Prime [84; 85], в основе которой лежат данные спутников DMSP с 1 января 1984 до 31 декабря 2005 (данные включают два полных цикла солнечной активности). Модель позволяет рассчитывать параметры высыпания электронов в высоких широтах $MLAT = 50^\circ - 90^\circ$ на дискретной сетке $MLT \times MLAT = 0,25h \times 0,25^\circ$.

В отличие от дифференциального потока электронов, измеряемого космическими аппаратами, модель OVATION-Prime предоставляет только три общих параметра характеризующих высыпания для каждой точки сетки: общий поток энергии, полный поток частиц и среднюю энергию для высыпаний ионов и трех типов высыпаний электронов (диффузных, моноэнергетических и высыпаний широкого спектра). Эти величины используются для восстановления дифференциального потока частиц. В случае диффузных высыпаний электронов форма спектра задается максвелловским распределением, а для моноэнергетических аппроксимируется нормальным распределением с дисперсией, равной половине разности между энергией каналов, соседних с каналом максимальной энергии. Энергетические каналы соответствуют каналам спутников DMSP (Рис. 1.5). Полученные спектры электронов, совместно со спектрами УФ излучения, были использованы в качестве входных параметров при расчете скорости ионизации в модели AIM-E. Высыпания электронов широкого

спектра не были использованы при моделировании ввиду неопределенности формы спектра.

Использование эмпирической модели высыпаний позволяет производить расчеты ионосферных параметров во всей авроральной зоне для широкого диапазона геофизических условий. Примеры использования расчетов модели OVATION-Prime в качестве входного параметра модели AIM-E приведены в Главе 2.3 и 2.4.

1.2.3 Использование геомагнитного индекса PC в качестве входного параметра в модель авроральной ионосферы

При построении модели OVATION-Prime была использована нормировочная функция [82]:

$$d\Phi_{MP}/dt = v^{4/3} B_T^{2/3} \sin^{8/3}(\theta_c/2) \quad (1.14)$$

где v – скорость солнечного ветра; B_T – тангенсальная составляющая ММП ($B_T = \sqrt{B_z^2 + B_y^2}$) θ_c – часовой угол ММП ($\theta_c = \arctan(B_y/B_z)$).

В [85] были использованы часовые значения параметров солнечного ветра, измеряемые на спутнике ACE.

При оценке загрузки энергии в магнитосферу при помощи подобных функций сталкиваются с двумя основными проблемами:

1. погрешность переноса измеренных параметров солнечного ветра из точки либрации на магнитопаузу;

2. зависимость распределения высыпающихся частиц от условий внутри магнитосферы (при одинаковых условиях в солнечном ветре, магнитосферный отклик может быть различным и зависит от предшествующего состояния магнитосферы).

Таким образом, параметры солнечного ветра, измеренные в точке либрации L1, не всегда являются геоэффективными [140; 142], а в 20% случаев совсем не взаимодействуют с магнитосферой [143; 155].

Вместо параметров солнечного ветра, при расчетах по модели высыпаний OVATION-Prime, возможно использовать геомагнитный индекс PC [7; 86; 90].

Геомагнитный индекс PC [139] рассчитывается непосредственно по наземным данным магнитных наблюдений, полученных со станций Восток (южное полушарие) и Туле (северное полушарие). Этот индекс нормирован на межпланетное электрическое поле [56]:

$$E_{KL} = v B_T \sin^2(\theta_c/2) \quad (1.15)$$

где v – скорость солнечного ветра; B_T – тангенсальная составляющая ММП ($B_T = \sqrt{B_z^2 + B_y^2}$) θ_c – часовой угол ММП ($\theta_c = \arctan (B_y/B_z)$).

E_{KL} служит индикатором энергии солнечного ветра поступающей в магнитосферу Земли в реальном времени (Резолюция XXII Ассамблеи МАГА, 2013) [141].

Функция, использованная Ньюэллом при построении модели OVATION, и абсолютное значение среднего геомагнитного индекса PC в северном и южном полушариях связаны между собой линейной зависимостью с коэффициентом корреляции $R = 0,76$ (Рис.1.6).

При проведении исследований процессов в атмосфере Земли, можно заменить входной параметр $d\Phi_{MP}/dt$ в модели высыпаний энергичных частиц OVATION Prime на PC-индекс, использовав следующую мультирегрессию:

$$d\Phi_{MP}/dt = k_1 \cdot PC + k_2 \cdot \Delta PC_5 + k_3 \cdot \Delta PC_{10} + k_4 \quad (1.16)$$

где k_i – регрессионные коэффициенты, PC – значение среднего геомагнитного индекса PC в северном и южном полушариях в расчетный момент времени, ΔPC_5 и ΔPC_{10} – изменение среднего геомагнитного индекса PC в северном и южном полушариях за 5 и 10 минут соответственно [96].

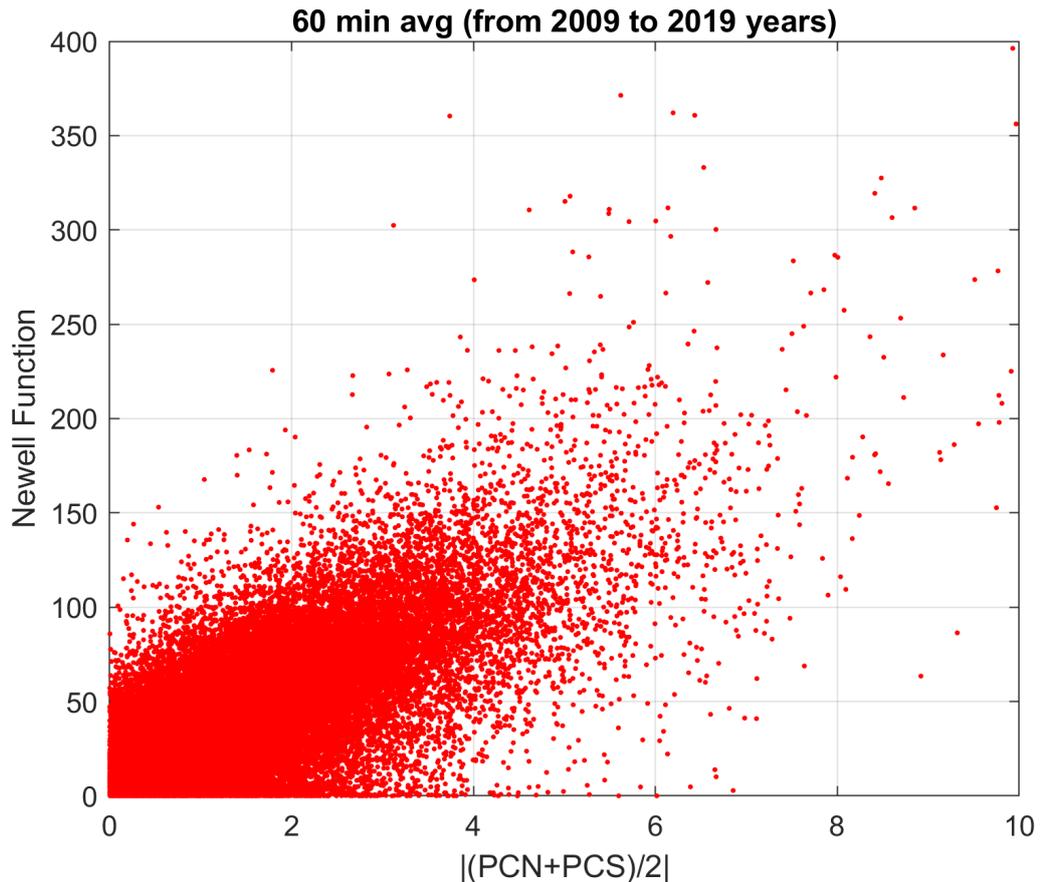


Рисунок 1.6 – Сопоставление среднечасовых значений функции Ньюэлла $d\Phi_{MP}/dt$ с абсолютным значением среднего геомагнитного индекса PC в северном (PCN) и южном (PCS) полушариях за период с 2009 по 2019 г.

В работе [77] показано, что во время сильных магнитных возмущений и усиления электрического поля в межпланетной среде ($PC > 2$ мВ/м), интенсивность высыпания частиц из магнитосферы в E область высокоширотной ионосферы может быть характеризована величиной геомагнитного индекса PC. Также, во время слабых магнитных возмущений ($PC < 2$ мВ/м), кратковременные импульсы увеличения значения PC-индекса, вызванные изменчивостью электрического поля в магнитосфере, являются основным индикатором появления спорадических слоев E_s . Таким образом, данная модификация входного параметра модели OVATION Prime может быть применена в качестве источника высыпаний электронов в модели высокоширотной ионосферы AIM-E [8] (примеры применения OVATION Prime (PC) в модели AIM-E приведен в Главах 2.4 и 2.5).

Глава 1.3 Блок аэрономии. Система уравнений неразрывности и математический метод решения.

1.3.1 Блок аэрономии и система уравнений неразрывности.

В ионосфере Земли наблюдается высокая концентрация ионизованных частиц, создаваемая в результате воздействия ультрафиолетового излучения Солнца, а также вторжения в околоземное пространство заряженных частиц. Ионосферная плазма состоит из ионизованных компонент, нейтральных газов и электронов и находится в квазинейтральном состоянии (равная концентрация ионов и электронов). Основным уравнением, учитывающим все процессы формирования, исчезновения и переноса ионов в ионосфере Земли в предположении квазинейтральности плазмы, является уравнение неразрывности. В общем виде уравнение неразрывности ионосферной плазмы выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - l(N) - \text{div}(NV) \quad (1.17)$$

где $\partial N/\partial t$ — скорость изменения концентрации электронов; q — увеличение концентрации за счет процессов образования; $l(N)$ — уменьшение концентрации при рекомбинации; $\text{div}(NV)$ — изменение концентрации за счет процессов переноса.

При моделировании E-слоя ионосферы, процессы переноса не учитываются ($\text{div}(NV) = 0$), так как в этой области характерное время переноса велико, по сравнению с характерным временем процессов ионизации/рекомбинации, $\tau_1 \ll \tau_2$, и уравнение неразрывности для иона типа j на высоте h принимает вид:

$$\frac{d[i_{j(z)}^+]}{dt} = q_{j(z)}^{uv} + q_{j(z)}^{corp} + q_{j(z)}^{chem} - l_{j(z)}^{chem} \quad (1.18)$$

где $q_{j(z)}^{uv}$ — скорость фотоионизации, $q_{j(z)}^{corp}$ — скорость корпускулярной ионизации, $q_{j(z)}^{chem}$ — скорость ионизации в химических процессах, $l_{j(z)}^{chem}$ — скорость рекомбинации в химических процессах j -ой компоненты на высоте z .

Изменение концентрации малых нейтральных компонент можно записать следующим образом:

$$\frac{d[n_{j(z)}]}{dt} = q_{j(z)}^{chem} - l_{j(z)}^{chem} \quad (1.19)$$

По (1.18) и (1.19) были составлены уравнения неразрывности для 7-ми ионов и 3-х малых нейтральных компонент с учетом 39 ионно-химических реакций, приведенных в таблице 1.7. Эти 10 уравнений сводятся в одну нелинейную систему обыкновенных дифференциальных уравнений (ОДУ) (1.20). Решением данной системы ОДУ является некоторое квазистационарное состояние – такой состав ионов и малых нейтральных компонент (их концентрации в каждой точке ионосферы), при котором скорость ионизации УФ и магнитосферными электронами равна скорости рекомбинации ионов.

$$\begin{aligned}
\frac{dNO}{dt} &= k_3[N_2^+][O] + k_{23}[N(4S)][O_2] + k_{25}[N(2D)][O_2] + k_{28}[N(2D)][NO] \\
&\quad + k_{33}[N^+][O_2] - [NO](k_4[N_2^+] + k_8[O_2^+] + k_{24}[N(4S)] + k_{27}[N(2D)]) \\
&\quad + k_{28}[N(2D)] + k_{35}[O^+(4S)] \\
\frac{dN(4S)}{dt} &= 0.1 \cdot k_5[N_2^+][N_e] + k_9[O^+(4S)][N_2] + k_{12}[O^+(2D)][N_2] + k_{26}[N(2D)][O] + \\
&\quad k_{28}[N(2D)][NO] + k_{29}[N(2D)][N_e] + A_4[N(2D)] + 0.24 \cdot k_{30}[NO^+][N_e] + \\
&\quad 0.8 \cdot k_{31}[N^+][O_2] + k_{34}[N^+][O] - [N(4S)](k_7[O_2^+] + k_{23}[O_2] + k_{24}[NO]) \\
\frac{dN(2D)}{dt} &= 0.9 \cdot k_3[N_2^+][O] + 1.9 \cdot k_5[N_2^+][N_e] + 0.76 \cdot k_{30}[NO^+][N_e] + 0.2 \\
&\quad \cdot k_{31}[N^+][O_2] - [N(2D)](k_{25}[O_2] + k_{26}[O] + k_{27}[NO] + k_{28}[NO] \\
&\quad + k_{29}[N_e] + A_4) \\
\frac{dO_2^+}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} + k_1[N_2^+][O_2] + k_{10}[O^+(4S)][O_2] + k_{13}[O^+(2D)][O_2] \\
&\quad + k_{20}[O^+(2P)][O_2] - [O_2^+](k_6[N_e] + k_7[N(4S)] + k_8[NO]) \\
\frac{dNO^+}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} + k_4[N_2^+][NO] + k_7[N(4S)][O_2^+] + k_8[NO][O_2^+] + k_9[O^+(4S)][N_2] \\
&\quad + k_{12}[O^+(2D)][N_2] + k_{32}[N^+][O_2] + k_{35}[O^+(4S)][NO] - k_{30}[NO^+][N_e] \quad (1.20) \\
\frac{dN_2^+}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} + k_{11}[O^+(2D)][N_2] + k_{18}[O^+(2P)][N_2] - [N_2^+](k_1[O_2] + k_2[O] \\
&\quad + k_3[O] + k_4[NO] + k_5[N_e]) \\
\frac{dO^+(4S)}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} + k_2[N_2^+][O] + k_{14}[O^+(2D)][O_2] + k_{15}[O^+(2D)][O] \\
&\quad + k_{16}[O^+(2D)][N_e] + A_1[O^+(2D)] + k_{17}[O^+(2P)][N_2] + k_{19}[O^+(2P)][O] \\
&\quad + A_3[O^+(2P)] + k_{22}[O^+(2P)][N_e] + k_{33}[N^+][O_2] + k_{34}[N^+][O] \\
&\quad - [O^+(4S)](k_9[N_2] + k_{10}[O_2] + k_{35}[NO]) \\
\frac{dO^+(2D)}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} + A_2[O^+(2P)] + k_{21}[O^+(2P)][N_e] - [O^+(2D)](k_{11}[N_2] \\
&\quad + k_{12}[N_2] + k_{13}[O_2] + k_{14}[O_2] + k_{15}[O] + k_{16}[N_e] + A_1) \\
\frac{dO^+(2P)}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} - [O^+(2P)](k_{17}[N_2] + k_{18}[N_2] + k_{19}[O] + k_{20}[O_2] + k_{21}[N_e] \\
&\quad + k_{22}[N_e] + A_2 + A_3) \\
\frac{dN^+}{dt} &= q_{UV} + q_{corp} - [N^+](k_{31}[O_2] + k_{32}[O_2] + k_{33}[O_2] + k_{34}[O])
\end{aligned}$$

Таблица 1.7. Ионно-химические реакции и соответствующие скорости реакций в модели AIM-E

Реакция	Скорость реакции, $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$	Литература
$N_2^+ + O_2 \rightarrow N_2 + O_2^+$	$k1 = 5.0 \cdot 10^{-11} \cdot (300/Ti)^{0.8}$	[72]
$N_2^+ + O \rightarrow N_2 + O^+(^4S)$	for $Ti \leq 1500$ K $k2 = 1.4 \cdot 10^{-10} \cdot (Ti/300)^{-0.44} \cdot 0.07 \cdot (Ti/300)^{0.21}$	[79]
	for $Ti > 1500$ K $k2 = 5.2 \cdot 10^{-11} \cdot (Ti/300)^{0.20} \cdot 0.07 \cdot (Ti/300)^{0.21}$	
$N_2^+ + O \rightarrow NO + N(^2D)$	for $Ti \leq 1500$ K $k3 = 1.4 \cdot 10^{-10} \cdot (Ti/300)^{-0.44} - k2$	[79]
	for $Ti > 1500$ K $k3 = 5.2 \cdot 10^{-11} \cdot (Ti/300)^{0.20} - k2$	
$N_2^+ + NO \rightarrow N_2 + NO^+$	$k4 = 3.3 \cdot 10^{-10}$	[38]
$N_2^+ + e \rightarrow N(^4S) + N(^2D)$	$k5 = 3.5 \cdot 10^{-7} \cdot (300/Te)^{0.5}$	[81; 108]
$O_2^+ + e \rightarrow O + O$	$k6 = 1.9 \cdot 10^{-7} \cdot (300/Te)^{0.5}$	[11; 81]
$O_2^+ + N(^4S) \rightarrow O + NO^+$	$k7 = 1.2 \cdot 10^{-10}$	[37; 63]
$O_2^+ + NO \rightarrow O_2 + NO^+$	$k8 = 4.4 \cdot 10^{-10}$	[73]
$O^+(^4S) + N_2 \rightarrow N(^4S) + NO^+$	for $300 \leq Ti \leq 1700$ K $k9 = 1.533 \cdot 10^{-12} - 5.92 \cdot 10^{-13} \cdot (Ti/300) + 8.6 \cdot 10^{-14} \cdot (Ti/300)^2$	[131]
	for $1700 < Ti < 6000$ K $k9 = 2.73 \cdot 10^{-12} - 1.155 \cdot 10^{-12} \cdot (Ti/300) + 1.483 \cdot 10^{-13} \cdot (Ti/300)^2$	
$O^+(^4S) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$k10 = 2.82 \cdot 10^{-11} - 7.74 \cdot 10^{-12} \cdot (Ti/300) + 1.073 \cdot 10^{-12} \cdot (Ti/300)^2 - 5.17 \cdot 10^{-14} \cdot (Ti/300)^3 + 9.65 \cdot 10^{-16} \cdot (Ti/300)^4$	[131]
$O^+(^2D) + N_2 \rightarrow N_2^+ + O$	$k11 = 7.2 \cdot 10^{-10}$	[55]
$O^+(^2D) + N_2 \rightarrow NO^+ + N(^4S)$	$k12 = 8 \cdot 10^{-11}$	[55]
$O^+(^2D) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$k13 = 6.3 \cdot 10^{-10}$	[55]
$O^+(^2D) + O_2 \rightarrow O^+(^4S) + O_2$	$k14 = 7 \cdot 10^{-11}$	[55]
$O^+(^2D) + O \rightarrow O^+(^4S) + O$	$k15 = 10^{-11}$	[137]
$O^+(^2D) + e \rightarrow O^+(^4S) + e$	$k16 = 6.6 \cdot 10^{-8} \cdot (300/Te)^{0.5}$	[103]
$O^+(^2P) + N_2 \rightarrow O^+(^4S) + N_2$	$k17 = 4 \cdot 10^{-10}$	[95]
$O^+(^2P) + N_2 \rightarrow N_2^+ + O$	$k18 = 5 \cdot 10^{-11}$	[95]
$O^+(^2P) + O \rightarrow O^+(^4S) + O$	$k19 = 5.2 \cdot 10^{-11}$	[41]
$O^+(^2P) + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$k20 = 4.8 \cdot 10^{-10}$	[130]
$O^+(^2P) + e \rightarrow O^+(^2D) + e$	$k21 = 1.4 \cdot 10^{-7} \cdot (300/Te)^{0.5}$	[52]
$O^+(^2P) + e \rightarrow O^+(^4S) + e$	$k22 = 4.4 \cdot 10^{-8} \cdot (300/Te)^{0.5}$	[52]
$N(^4S) + O_2 \rightarrow NO + O$	$k23 = 4.4 \cdot 10^{-12} \cdot \exp(-3600/Tn)$	[33]
$N(^4S) + NO \rightarrow N_2 + O$	$k24 = 3.4 \cdot 10^{-11}$	[47]
$N(^2D) + O_2 \rightarrow NO + O$	$k25 = 6 \cdot 10^{-12}$	[71; 74]
$N(^2D) + O \rightarrow N(^4S) + O$	$k26 = 6.9 \cdot 10^{-13}$	[39]
$N(^2D) + NO \rightarrow N_2 + O$	$k27 = 6.7 \cdot 10^{-11}$	[47]

$N(^2D) + NO \rightarrow N(^4S) + NO$	$k_{28} = 6.3 \cdot 10^{-11}$	[120]
$N(^2D) + e \rightarrow N(^4S) + e$	$k_{29} = 5.05 \cdot 10^{-10} \cdot (Te/300)^{0.5}$	[41]
$NO^+ + e \rightarrow N(^4S, ^2D) + O$	$k_{30} = 2.3 \cdot 10^{-7} \cdot (300/Te)^{0.5}$ $f_{^4S} = 0.24, f_{^2D} = 0.76$	[61; 81]
$N^+ + O_2 \rightarrow N(^4S, ^2D) + O_2$	$k_{31} = 6 \cdot 10^{-10} \cdot 0.51$ $f_{^4S} = 0.8, f_{^2D} = 0.2$	[69]
$N^+ + O_2 \rightarrow NO^+ + O$	$k_{32} = 6 \cdot 10^{-10} \cdot 0.43$	[69]
$N^+ + O_2 \rightarrow O^+(^4S) + NO$	$k_{33} = 6 \cdot 10^{-10} \cdot 0.06$	[69]
$N^+ + O \rightarrow O^+(^4S) + N(^4S)$	$k_{34} = 10^{-12}$	[138]
$O^+(^4S) + NO \rightarrow O + NO^+$	for $Ti < 1500$ K $k_{35} = 8.36 \cdot 10^{-13} - 2.02 \cdot 10^{-13} \cdot (Ti/300) + 6.95 \cdot 10^{-14} \cdot (Ti/300)^2$	[131]
	for $1500 < Ti \leq 6000$ K $k_{35} = 5.33 \cdot 10^{-13} - 1.64 \cdot 10^{-14} \cdot (Ti/300) + 4.72 \cdot 10^{-14} \cdot (Ti/300)^2 - 7.05 \cdot 10^{-16} \cdot (Ti/300)^3$	
$O^+(^2D) \rightarrow O^+(^4S) + h\nu$	$A_1 = 0.97 \cdot 10^{-4}$	[57]
$O^+(^2P) \rightarrow O^+(^2D) + h\nu$	$A_2 = 0.171$	[160]
$O^+(^2P) \rightarrow O^+(^4S) + h\nu$	$A_3 = 0.048$	[126]
$N(^2D) \rightarrow N(^4S) + h\nu$	$A_4 = 1.07 \cdot 10^{-5}$	[160]

1.3.2 Математический метод решения системы уравнений неразрывности

Скорости химических реакций, которые входят в систему уравнений в качестве коэффициентов, различаются более чем на 10 порядков величины (Табл. 1.7). Такие системы ОДУ называются жесткими и их решение с помощью “общепринятых”, часто используемых разностных схем (Эйлера, Рунге-Кутта и др.), требует колоссального машинного времени. Указанные методы численного интегрирования оказываются неприменимы к поставленной задаче. Для решения жестких систем разработаны специальные методы, описанные в литературе. В данной работе используется метод Гира [46; 109], который представляет собой линейный неявный многошаговый метод типа “предиктор-корректор”. Особенностью и достоинством этого метода является возможность подстройки размера шага численного интегрирования с учетом скорости изменения решения системы в данный момент времени. Для решения системы ОДУ (1.20) используется метод Гира 4-го порядка точности. Сформулированный в матричной форме (с

использованием матрицы истории Нордсика), метод выглядит следующим образом:

Предиктор:

$$\begin{cases} \hat{Z}_n^{[0]} = \hat{Z}_{n-1}^{[0]} \hat{A} \\ \vec{E}_n^{[0]} = 0 \end{cases} \quad (1.21)$$

Корректор:

$$\begin{cases} \vec{g}(\vec{Y}_n^{[m]}) = h_n \vec{f}(\vec{Y}_n^{[m]}) - h_n \vec{Y}_n'^{[0]} - \vec{E}_n^{[m]} \\ \vec{E}_n^{[m+1]} = \vec{E}_n^{[m]} + \vec{P}^{-1} \vec{g}(\vec{Y}_n^{[m]}) \\ \vec{Y}_n^{[m+1]} = \vec{Y}_n^{[0]} + l_0 \vec{E}_n^{[m+1]} \end{cases} \quad (1.22)$$

$m = 0, 1, \dots, M-1$ – кол-во итераций на шаге по времени n ; h_n – текущий размер шага; \hat{Z}_n – матрица истории Нордсика; \hat{A} – матрица предсказания, \vec{Y} – вектор переменных (концентрации ионов и малых нейтральных компонент); $\vec{f}(\vec{Y}_n^{[m]})$ – вектор производных (левая часть уравнений в системе (1.20)); \vec{P}^{-1} – обратная матрица Якоби. Векторы постоянных коэффициентов для метода Гира $\vec{l} = (l_0, l_1, \dots, l_q)$ дифференциальной схемы q -ого порядка приведены в таблице 1.8.

$$\text{Новая матрица истории:} \quad \begin{cases} \vec{E}_n = \vec{E}_n^{[M]} \\ \hat{Z}_n = \hat{Z}_n^{[0]} + \vec{E}_n \vec{l} \end{cases} \quad (1.23)$$

Таблица 1.8. Постоянные коэффициенты \vec{l} для метода Гира

q	l_0	l_1	l_2	l_3	l_4
1	1	1			
2	2/3	3/3	1/3		
3	6/11	11/11	6/11	1/11	
4	24/50	50/50	35/50	10/50	1/50

Схема Гира q -го порядка предполагает решения, известные на q предыдущих временных шагах. В случае схемы 4-го порядка, чтобы начать численную процедуру, необходимо знать \vec{Y}_s для $s = 0, 1, 2, 3$. Таким образом, первые

три набора коэффициента l можно использовать для выполнения 1-го, 2-го, 3-го временного шага с использованием схемы более низкого порядка. Для 0-го шага используется простой одношаговый метод Эйлера.

Матрица истории Нордсика размером $N \times L$, где N — количество переменных в системе ОДУ; $L = q + 1$, q — порядок точности метода, записывается в следующем виде:

$$\hat{Z}_n^{[m]} = (\vec{Y}_n^{[m]}, h_n \vec{Y}'^{[m]}, \frac{h_n^2}{2!} \vec{Y}''^{[m]}, \dots, \frac{h_n^q}{q!} \vec{Y}^{(q)[m]}) \quad (1.24)$$

Чтобы обновить матрицу истории до следующего временного шага, его следует умножить на матрицу предсказания \hat{A} размером $L \times L$:

$$A_{ij} = \begin{cases} 0, & i < j \\ \binom{i}{j}, & i \geq j \end{cases} \quad i, j = 0, 1, \dots, q \quad (1.25)$$

где $\binom{i}{j}$ биномиальные коэффициенты, определяемые как $\binom{i}{j} = \frac{i!}{j!(i-j)!}$.

Использование матрицы истории Нордсика \hat{Z} и матрицы предсказания \hat{A} , имеющих специальную алгебраическую конструкцию, позволяет резко сократить объем необходимой памяти и скорость вычислений. Элементы матрицы Нордсика заменяются на каждом шаге решения, а процедура перемножения матриц \hat{Z} и \hat{A} сводится к простой замене $Z_{i,j}^{n+1} \leftarrow Z_{i,j}^n + Z_{i,j+1}^n$.

Локальная ошибка решения контролируется на каждом шаге проверкой неравенства:

$$D_q \leq 1 \quad (1.26)$$

где $D_q = \frac{(q+1) \cdot \|\vec{E}_n\|}{q! \cdot l_q}$ — нормированная оценка локальной погрешности;

$$\|\vec{E}_n\| = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{E_{i,n}}{EWT_{i,n}} \right)^2} \quad \text{— взвешенная среднеквадратичная норма отклонения}$$

численного решения системы от точного решения;

$EWT_{i,n} = RTOL_i \cdot |Y_{i,n-1}| + ATOL_i$ — элементы взвешенного вектора ошибок;

$RTOL_i$ и $ATOL_i$ – относительная локальная и абсолютная погрешности метода положены 10^{-4} и 10^{-6} , соответственно.

Процедура регулировки размера шага выглядит следующим образом. Если неравенство (1.26) не удовлетворяется, шаг интегрирования уменьшается в 2 раза, матрица истории (1.25) пересчитывается и повторяется процедура итерации (1.24). Если же условие (1.26) выполнено, то шаг интегрирования h увеличивается в r раз:

$$h_{n+1} = r \cdot h_n \quad (1.27)$$

$$r \equiv \left(\frac{1}{D_q}\right)^{\frac{1}{q+1}} \quad (1.28)$$

При изменении шага на $(n+1)$ -ом интервале интегрирования с h_n на $r \cdot h_n$, формируем новую матрицу истории:

$$\hat{Z}_n \leftarrow \hat{Z}_n \hat{C}, \quad [\hat{C}] = L \times L, \quad L = q + 1 \quad (1.29)$$

$$\hat{C} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & r & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & r^2 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & r^q \end{pmatrix} \quad (1.30)$$

Подстройка размера шага интегрирования в методе Гира играет ключевую роль в быстрой работе метода решения системы ОДУ.

1.3.3 Тестирование метода решения системы ОДУ

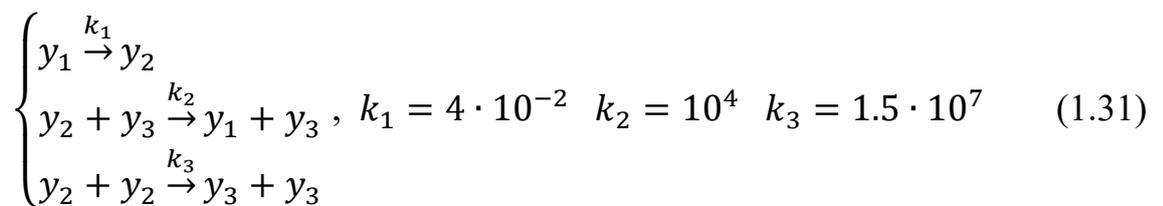
Для определения точности метода, реализованного для решения системы (1.20), и определения преимуществ, связанных с необходимыми вычислительными ресурсами, было проведено два вида сопоставления:

а) решение жесткой системы ОДУ химической кинетики и сравнение результатов с известным решением;

б) сравнение эволюции решений с решениями, полученными другими методами.

Решение жесткой системы ОДУ химической кинетики с заведомо известным решением

Рассмотрим известный пример жесткой системы – модель химических реакций Робертсона [116] – типичный пример для задач химической кинетики. Исследуется задача о превращении трех веществ y_1 , y_2 и y_3 (1.31). Вещество y_1 медленно превращается в y_2 со скоростью $k_1=4 \cdot 10^{-2}$; в ходе реакции y_2 с y_3 образуются y_1 и y_3 со скоростью $k_2=10^4$; при взаимодействии двух молекул вещества y_2 образуются две молекулы y_3 со скоростью $k_3=1.5 \cdot 10^7$. Начальные условия для системы: $y_1(0) = 1$, $y_2(0) = 0$, $y_3(0) = 0$. Задача имеет известное решение: $y_1(t) = 0$, $y_2(t) = 0$, $y_3(t) = 1$.



Система уравнений для модели химической кинетики Робертсона записывается следующим образом:

$$\begin{cases} \frac{dy_1}{dt} = -0.04y_1 + 10^4 y_2 y_3 \\ \frac{dy_2}{dt} = 0.04y_1 - 10^4 y_2 y_3 - 3 \cdot 10^7 y_2 y_2 \\ \frac{dy_3}{dt} = 3 \cdot 10^7 y_2 y_2 \\ y_1(t=0) = 1 \\ y_2(t=0) = y_3(t=0) = 0 \end{cases} \quad (1.32)$$

Эта система имеет известное решение:

$$t \rightarrow \infty \quad \begin{cases} y_1 \rightarrow 0 \\ y_2 \rightarrow 0 \\ y_3 \rightarrow 1 \end{cases} \quad (1.33)$$

Для проверки реализованного в модели AIM-E метода, применим его для решения жесткой системы Робертсона (скорости реакций различаются на 9

порядков). Промежуток физического времени для исследования эволюции решения возьмем 10^{10} секунд; начальный шаг интегрирования 10^{-11} сек.

На рисунке 1.7 показано, что в ходе решения системы (1.20) компоненты y_1 и y_2 стремятся к нулю, в то время как y_3 стремится к единице, что соответствует известному решению системы Робертсона. В ходе решения жесткой системы размер шага численного интегрирования увеличивается практически линейно от значения 10^{-11} с до значения 1.23^8 с (Рис 1.8). Следует отметить, что для решения данной системы потребовалось всего 1027 шагов и менее 1 секунды компьютерного времени.

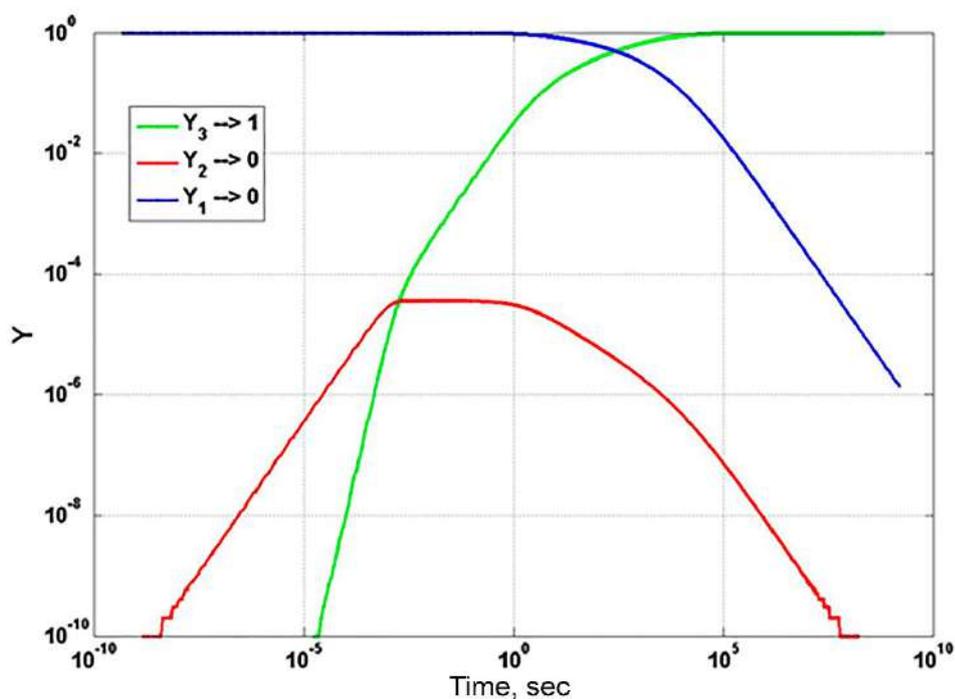


Рисунок 1.7 – Решение жесткой системы Робертсона методом Гира. Эволюция концентраций химических компонент в течение $t = 10^{10}$ сек.

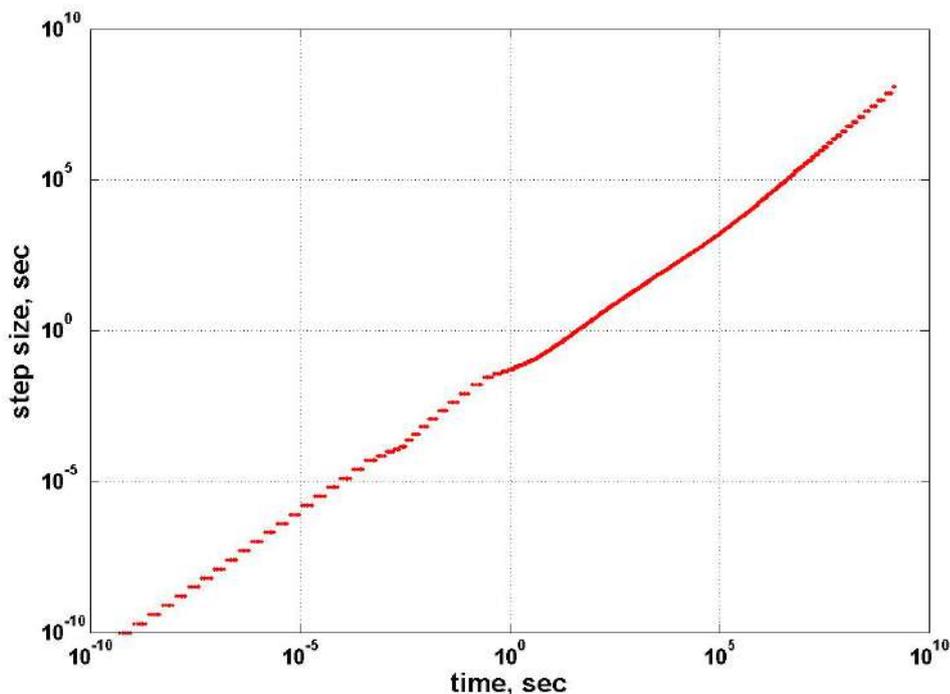


Рисунок 1.8 – Решение жесткой системы Робертсона методом Гира. Изменение размера шага в ходе решения.

Проверка реализованного метода Гира показала, что алгоритм дает правильный результат при решении тестовой задачи и обладает высокой вычислительной эффективностью.

Сравнение эволюции решений системы ОДУ с решениями, полученными другими методами

Сравним решение системы ОДУ (1.20), определяющей изменение химического состава ионосферы, реализованным в проекте методом Гира, с решением, полученным с помощью неявного метода Эйлера с пересчетом, имеющего второй порядок точности. Для решения системы методом Эйлера был выбран максимально допустимый размер шага интегрирования, при котором существует устойчивое решение, $h = 3 \times 10^{-5}$ сек.

На рисунках 1.9 и 1.10 показано сравнение решения системы ОДУ для эволюции химического состава ионосферы (1.20) методом Гира и неявным методом Эйлера с пересчетом. Решения, полученные двумя разными методами, полностью совпадают. Это является доказательством корректности программной

реализации метода Гира, выполненной в данном проекте. Преимуществом метода Гира является большая скорость машинного счета за счет переменного шага интегрирования и других функциональных особенностей метода, изложенных выше. Решение системы (1.20), частично представленное на рисунках 1.9 и 1.10, занимает меньше одной секунды машинного времени, в то время как на аналогичное решение методом Эйлера требует на несколько порядков больше машинного времени.

Рисунок 1.11 демонстрирует изменение размера шага численного интегрирования в процессе решения системы ОДУ (1.20). Размер первого шага составляет $h_1=7.8 \cdot 10^{-5}$ секунды (близок к размеру шага, использованному при решении методом Эйлера, $h = 3 \cdot 10^{-5}$ секунды). В ходе решения размер шага быстро увеличивается и стремится к некоторому предельному значению (в данном случае $h_{lim} \approx 650$ сек.), соответствующему условию (23) для оценки локальной ошибки. Для решения системы на интервале 10^6 сек (~ 11.5 суток физического времени) методом Гира понадобилось всего 1934 шага и менее 1 секунды машинного времени.

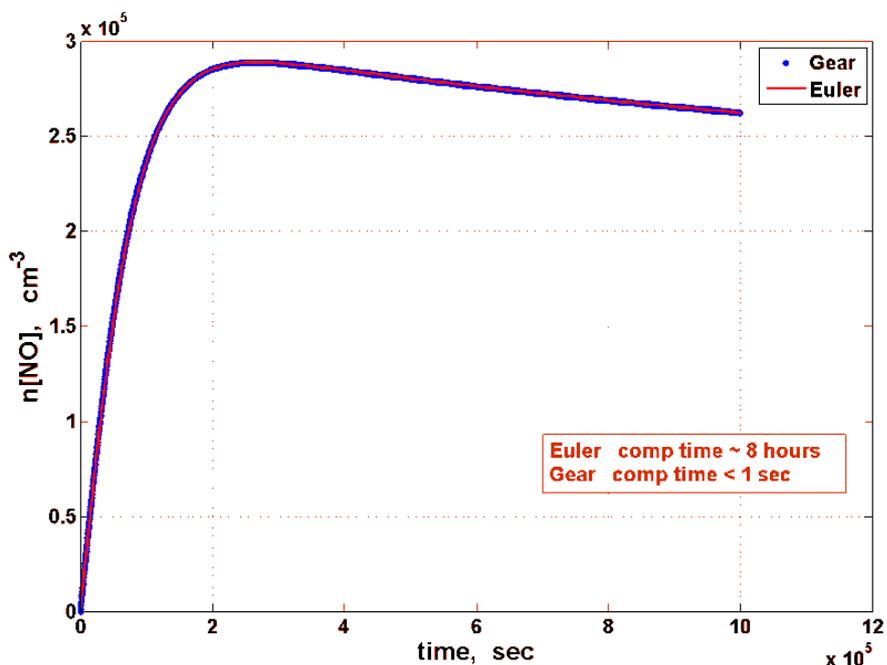


Рисунок 1.9 – Сравнение решения системы ОДУ для эволюции химического состава ионосферы (1.20) методами Гира (синяя жирная линия) и Эйлера (красная тонкая линия). Показано решение для концентрации окиси азота NO на высоте 90 км для зенитного угла 40° в минимуме солнечной активности.

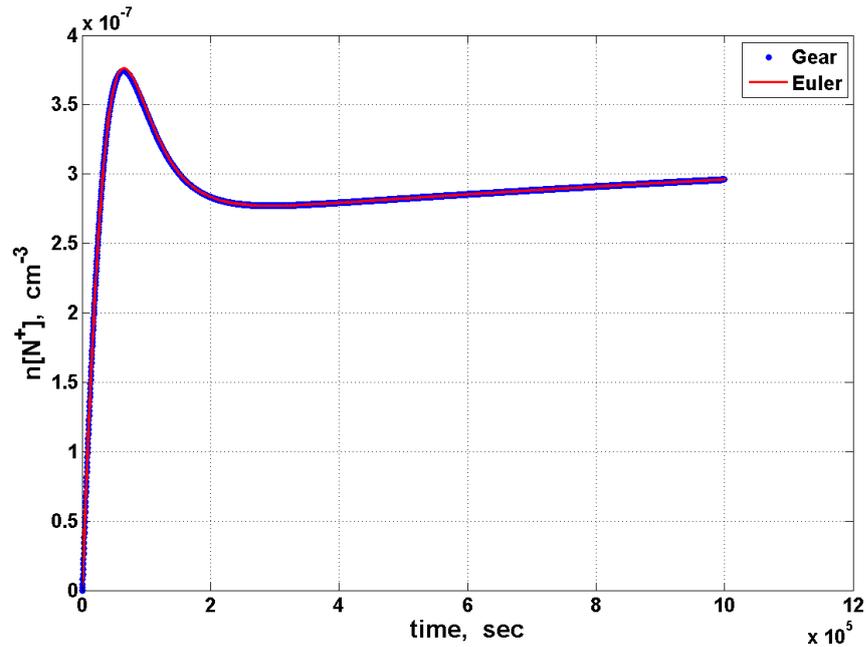


Рисунок 1.10 – Сравнение решения системы ОДУ для эволюции химического состава ионосферы (1.20) методами Гира (синяя жирная линия) и Эйлера (красная тонкая линия). Показано решение для концентрации иона атомарного азота N^+ на высоте 90 км для зенитного угла 40° в минимуме солнечной активности.

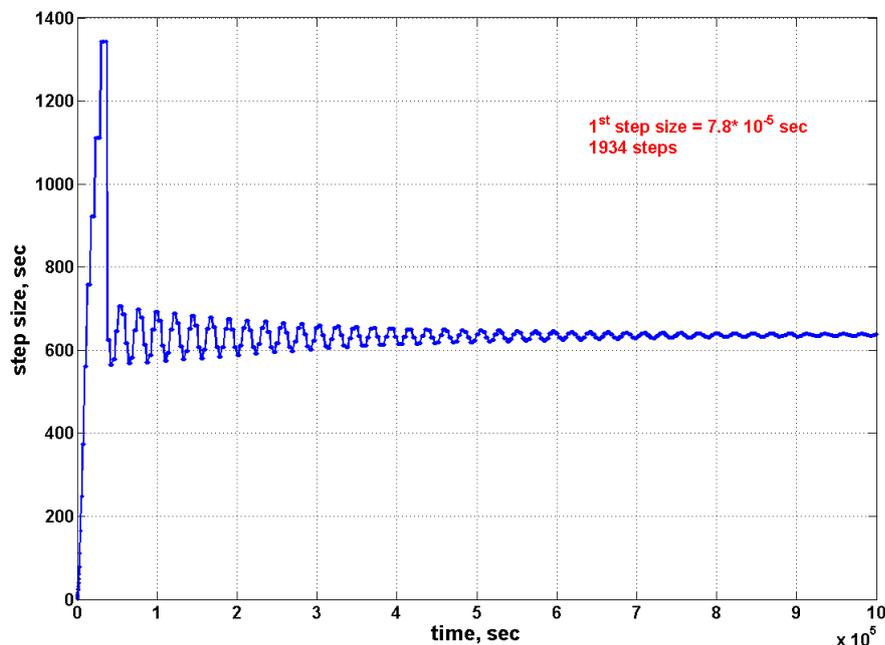


Рисунок 1.11 – Изменение размера шага численного интегрирования в ходе решения системы ОДУ для эволюции химического состава ионосферы (1.20) методом Гира. Начальный размер шага интегрирования $h_1 = 7.8 \cdot 10^{-5}$ сек., в ходе решения размер шага стремится к значению ~ 650 сек. Всего 1934 шага.

Выводы

1. Создана численная модель E-слоя высокоширотной ионосферы Земли (включая сильно изменчивую авроральную область) AIM-E, применяемая для расчета концентрации малых нейтральных компонент NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$, ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$ и электронов Ne с учетом их взаимодействий в 39 химических реакциях. Реализовано численное решение системы обыкновенных дифференциальных уравнений (ОДУ) для малых нейтральных компонент и ионов с использованием высокопроизводительного метода Гира. Модель применима в диапазоне высот от 90 до 140 км на широтах выше 60° .

2. В модель включены блоки фото- и корпускулярной ионизации, что позволяет производить диагностику состояния E-слоя освещенной и неосвещенной высокоширотной ионосферы при различных уровнях солнечной и геомагнитной активности. В операционном режиме входные параметры модели – спектры крайнего УФ и высыпающихся электронов – могут быть альтернативно заданы как эмпирическими зависимостями, так и прямыми спутниковыми измерениями. Все блоки модели высокоширотной ионосферы AIM-E объединены общим интерфейсом, что обеспечивает простое и быстрое управление моделью.

3. Используя данные спутниковых наблюдений за с 2002 по 2019 гг, разработана новая эмпирическая модель спектра крайнего УФ излучения AIM-UV и успешно интегрирована в модель высокоширотной ионосферы AIM-E.

Глава 2. Апробация модели

В Главе 2 рассмотрены четыре примера использования модели AIM-E для различных геомагнитных условий и с использованием различных входных параметров: (2.1) оценка возможности использования модели для оценки и мониторинга параметров регулярного слоя E; (2.2) расчет вертикальных профилей концентрации электронов вдоль траектории спутника; (2.3) глобальное распределение ионосферного состава с использованием скорректированной модели AIM-UV и модели высыпаний OVATION-Prime с часовыми данными солнечного ветра в качестве входного параметра; (2.4) сопоставление расчетов по AIM-E+OVATION-Prime (PC) с данными радара некогерентного рассеяния EISCAT и модели STIRe; (2.5) оценка применимости расчетов модели AIM-E при наличии различных типов спорадических слоев в авроральной зоне.

2.1 Использование модели AIM-E для оценки параметров регулярного слоя

В дневное время регулярный E-слой ионосферы играет важную роль в распространении КВ радиоволн (3–30 МГц). Знание текущих условий и прогнозов регулярного слоя E имеет решающее значение для обеспечения связи на больших расстояниях на суше, на море и в воздухе.

Для оценки применимости модели AIM-E при расчетах основных характеристик регулярного слоя E, было проведено сопоставление модельных результатов с данными вертикального зондирования (ВЗ) всех действующих российских арктических станций ААНИИ (Рис. 2.1). Были использованы часовые значения критических частот слоя E (f_oE) на станциях Горьковская (GRK), Салехард (SAH), Ловозеро (LOZ), Певек (PBK), Амдерма (AMD), Тикси (TIK) и Диксон (DIK). Географические и исправленные геомагнитные координаты станций приведены в Таблице 2.1, данные вертикального зондирования предоставлены

Полярным геофизическим центром Арктического и Антарктического научно-исследовательского института [151].

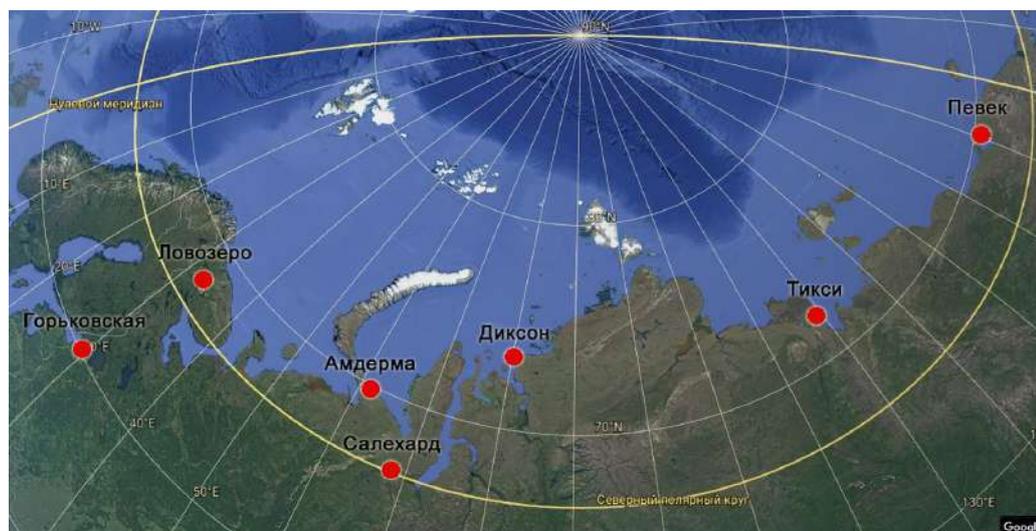


Рисунок 2.1 — Карта российских высокоширотных пунктов наблюдений вертикального зондирования ионосферы

Таблица 2.1. Географические и исправленные геомагнитные координаты российских высокоширотных станций вертикального зондирования ионосферы

Номер станции	Код	Пункт наблюдения	Географическая широта	Географическая долгота	Исправленная геомагнитная широта	Исправленная геомагнитная долгота
1	GRK	Горьковская	60.27° с. ш.	29.38° в. д.	56.74° с. ш	105.55° в. д.
2	SAH	Салехард	66.52° с. ш.	66.67° в. д.	63.04° с. ш	141.69° в. д.
3	LOZ	Ловозеро	68.00° с. ш.	35.02° в. д.	64.67° с. ш	113.47° в. д.
4	PBK	Певек	70.03° с. ш.	170.92° в. д.	65.83° с. ш	126.77° з. д.
5	AMD	Амдерма	69.60° с. ш.	60.20° в. д.	66.04° с. ш	136.48° в. д.
6	TIK	Тикси	71.35° с. ш.	128.54° в. д.	66.65° с. ш	160.40° з. д.
7	DIK	Диксон	73.52° с. ш.	80.68° в. д.	69.59° с. ш	156.42° в. д.

Рассмотрены дни со спокойными геомагнитными и солнечными условиями для максимума (1–3 июня 2014 г. и 2–5 июня 2015) и минимума (11 июня 2018 г., 15 июня 2018 г., 22 июня 2018 г. и 4–6 июня 2019 г.) 24 цикла солнечной активности. В обработку вошло 1932 ионограммы вертикального зондирования, из

которых было получено 1364 значения критической частоты регулярного E-слоя. Для каждой станции и момента наблюдений по AIM-E были рассчитаны высотные профили электронной концентрации в диапазоне высот 90–140 км с шагом 1 км с использованием модели крайнего УФ AIM-UV, описанной в Главе 1.1.7, в качестве входного параметра. Электронная концентрация в максимуме слоя E пересчитывалась в критическую частоту по формуле [9]:

$$f = \sqrt{\frac{N_e}{1.24 \cdot 10^{10}}} \quad (2.1)$$

где f — частота зондирования [МГц], N_e — электронная концентрация [м^{-3}].

На рисунке 2.2 представлено сравнение данных вертикального зондирования со станций Горьковская, Салехард, Ловозеро, Певек, Амдерма, Тикси и Диксон с результатами расчетов AIM-E для минимума (А) и максимума солнечной активности (В).

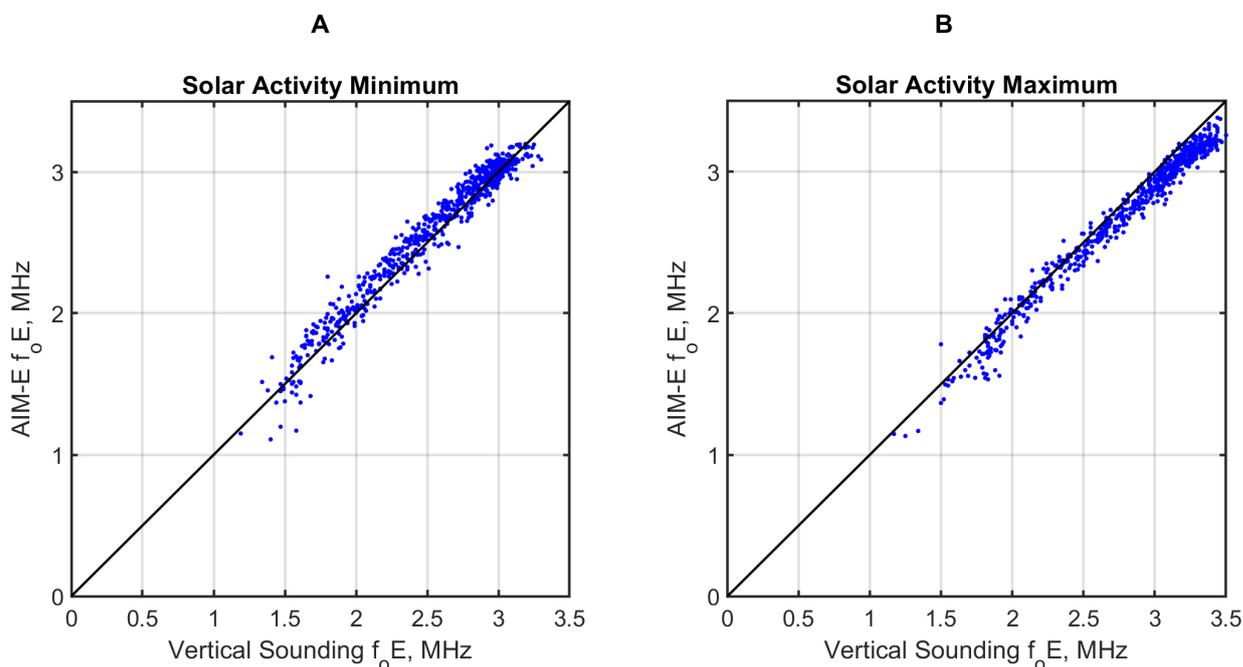


Рисунок 2.2 — Сравнение данных вертикального зондирования и результатов модели AIM-E с использованием эмпирических закономерностей, полученных по данным спутника TIMED (AIM-UV). А – минимум солнечной активности, В – максимум солнечной активности.

Использование простых эмпирических закономерностей, основанных на данных спутника TIMED, позволяет крайне точно производить расчеты критической частоты регулярного слоя: коэффициент корреляции между данными вертикального зондирования и модельными значениями для минимума солнечной активности составляет $R_{min}=0,98$, а для максимума $R_{max}=0,99$.

Для демонстрации суточного хода величины критической частоты регулярного слоя E был выбран трехдневный период спокойных геомагнитных условий со 2 по 5 июня 2015г. Проведено сопоставление измеренных и рассчитанных критических частот с данными ВЗ станций Горьковская (GRK), Ловозеро (LOZ), Певек (PBK), Амдерма (AMD) и Диксон (DIK). Практически полное отсутствие спорадического слоя E_s в этот период позволило определить 356 значений критической частоты для регулярного слоя E (f_oE) из 480 имеющихся часовых ионограмм ВЗ.

На рисунке 2.3 показан суточный ход критических частот, измеренных (красные линии) и смоделированных (синие пунктирные линии) в течение рассматриваемого четырехдневного периода для выбранных авроральных и субавроральных станций. Модельные значения f_oE практически полностью совпадают с измеренными значениями и верно описывают суточный ход данной величины на всех станциях независимо от географического расположения. Этот результат показывает, что модель AIM-E может адекватно описывать текущее состояние регулярного E-слоя ионосферы, что особенно важно при отсутствии ионосферных данных или во время событий сильного поглощения в D-области, когда E слой не виден при ВЗИ.

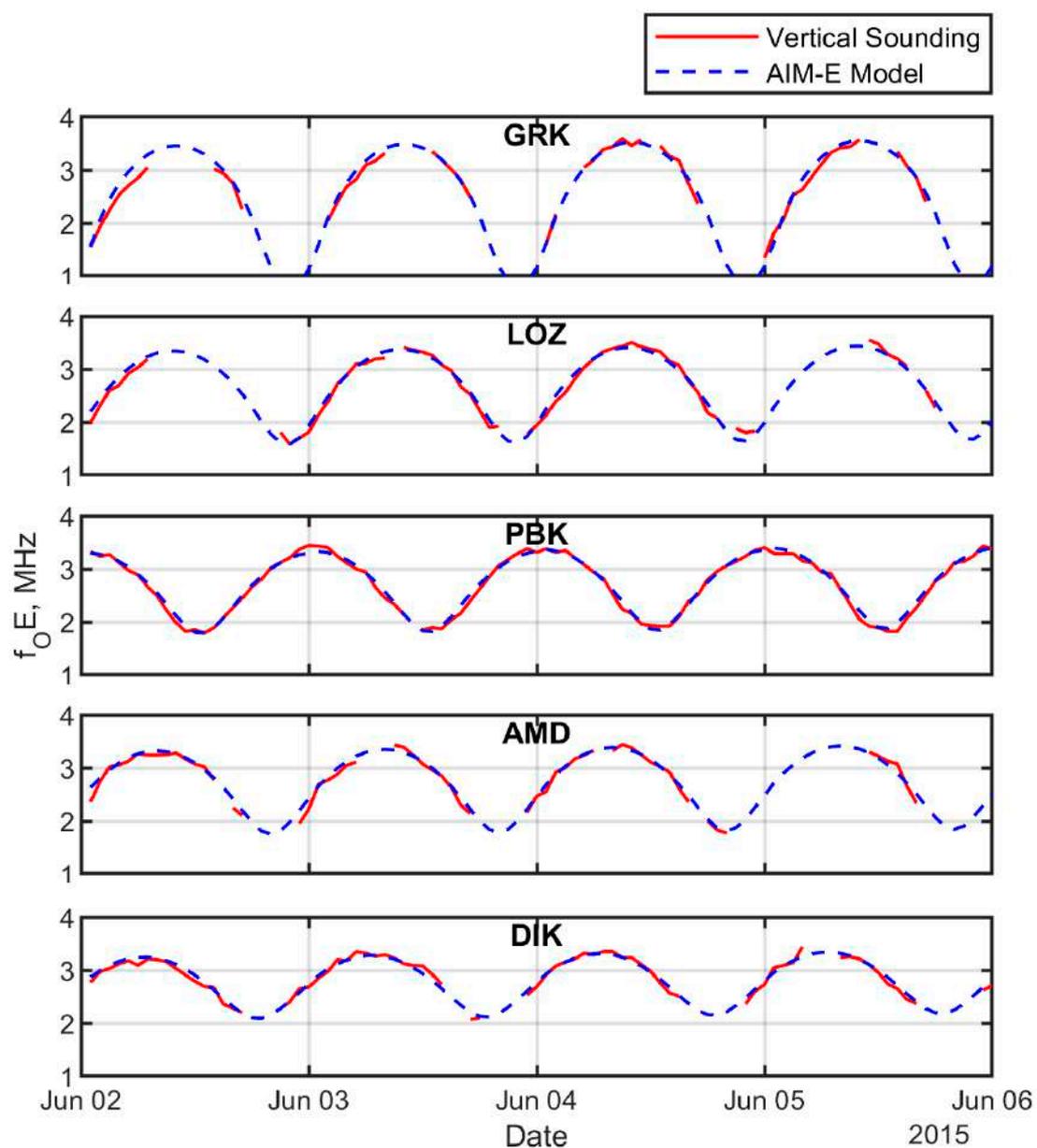


Рисунок 2.3 — Суточный ход критических частот регулярного слоя E ионосферы ($f_{O,E}$) для пунктов наблюдений Горьковская (GRK), Ловозеро (LOZ), Певек (PBK), Амдерма (AMD) и Диксон (DIK) (красные линии), а также критические частоты, рассчитанные по модели AIM-E с использованием эмпирических закономерностей полученных по данным спутника TIMED (синие пунктирные линии) в период с 2–5 июня 2015г.

Таким образом, модель AIM-E, позволяет в режиме реального времени рассчитывать вертикальное распределение ионосферных параметров и получать карты пространственного распределения электронной концентрации для оперативного мониторинга параметров всей высокоширотной ионосферы (Рис. 2.4).

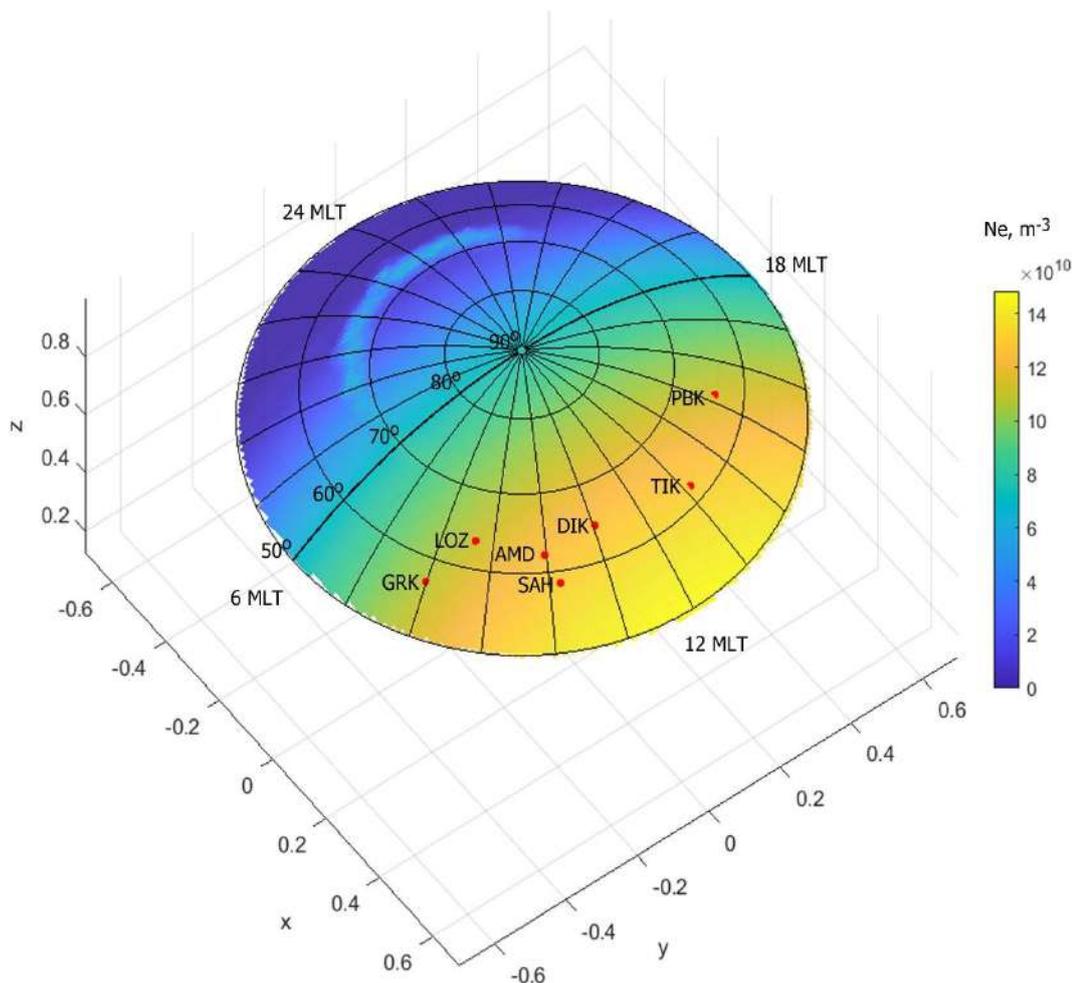


Рисунок 2.4 — Пример карты пространственного распределения электронной концентрации в максимуме слоя E для 04.06.2015 05:00 UT. Система координат — солнечно-магнитная (SM).

2.2 Расчет вертикального распределения электронной концентрации вдоль траектории низкоорбитального спутника

В данном разделе представлен расчет высотных профилей электронной концентрации вдоль траектории спутника REIMEI [118], пересекающего овал полярных сияний 5 декабря 2007 г. Во время рассматриваемого события наблюдались интенсивные высыпания электронов, а спутник REIMEI пролетал над радаром EISCAT в 0:36:36 UT, что позволило количественно оценить точность расчетов модели AIM-E. Космический аппарат REIMEI имеет около солнечно-

синхронную орбиту на меридиане 12:50–0:50 LT с высотой 610–670 км. Проекция траектории спутника вдоль магнитного поля на высоту 110 км, рассчитанная по модели IGRF-12 [135], показана на рисунке 2.5 (а). На рисунке 2.5 (b) показан дифференциальный поток энергии электронов спутника REIMEI, измеренный в диапазоне энергий от 60 эВ до 11 кэВ 5 декабря 2007 г. во время пересечения им аврорального овала (00:35:45–00:37:17 UT). Соответствующее вертикальное распределение электронной концентрации по модели AIM-E (Рис. 2.5 (c)) имеет четкую реакцию на изменение энергетического спектра высыпающихся электронов. Заметным примером является увеличение концентрации электронов на ~ 2 порядка и образование спорадического слоя E после 00:36:18 UT из-за резкого увеличения потока электронов в канале ~ 3 кэВ [87].

Были использованы данные наблюдений радара некогерентного рассеяния EISCAT Tromso UHF [149] для количественной проверки результатов модели AIM-E. Радар расположен в Тромсе, Норвегия ($69^{\circ} 35' N$, $19^{\circ} 13' E$). Зондирование EISCAT проводилось в режиме Arc1 (диапазон высот 96–422 км; пространственное разрешение: 0,9 км; временное разрешение: 0.44 с) с антенной, направленной в магнитный зенит одновременно с пролетом спутника REIMEI. Момент сопряженных измерений пришелся на 0:36:36 UT. На рисунке 2.6 показано достаточно хорошее согласие между высотным профилем концентрации электронов, рассчитанным с помощью модели AIM-E (красная линия) и измеренным с помощью радара некогерентного рассеяния (синяя линия). Небольшое расхождение концентраций электронов, $\sim 10\%$ в максимуме слоя, может быть связано как с неизвестным недостатком модели, так и с возможным различием спектров высыпающихся электронов из-за неидеального попадания REIMEI в зону сканирования EISCAT ($\Delta\phi \sim 0.5^{\circ}$).

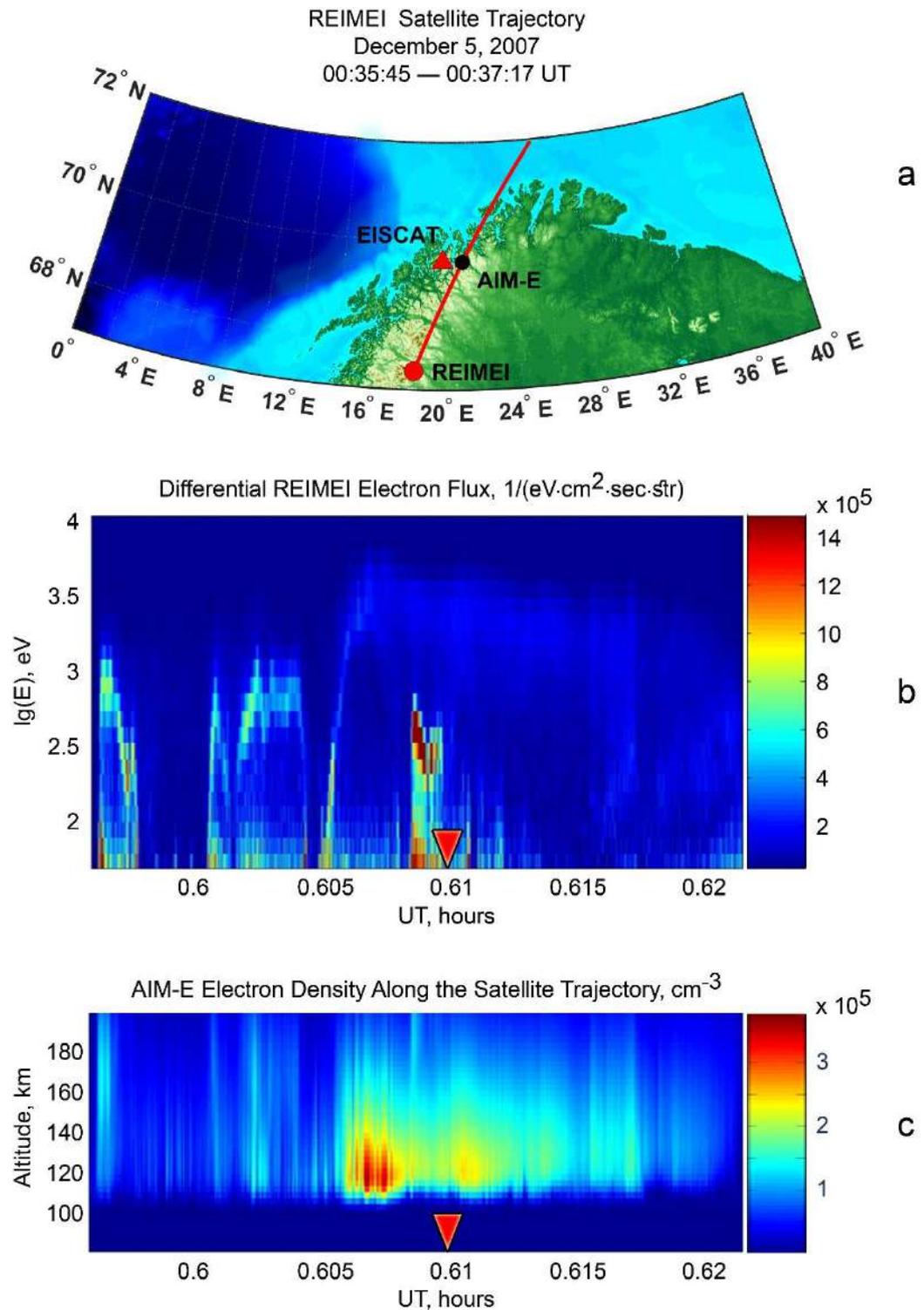


Рисунок 2.5 — а – Траектория спутника REIMEI 5 декабря 2007 г. (00:35:45 - 00:37:17 UT) в проекции на высоту 110 км вдоль силовых линий магнитного поля по модели IGRF-12; б – дифференциальный поток энергии электронов REIMEI вдоль траектории спутника в диапазоне энергий от 60 эВ до 11 кэВ; с – Значения электронной плотности AIM-E, рассчитанные по данным REIMEI.

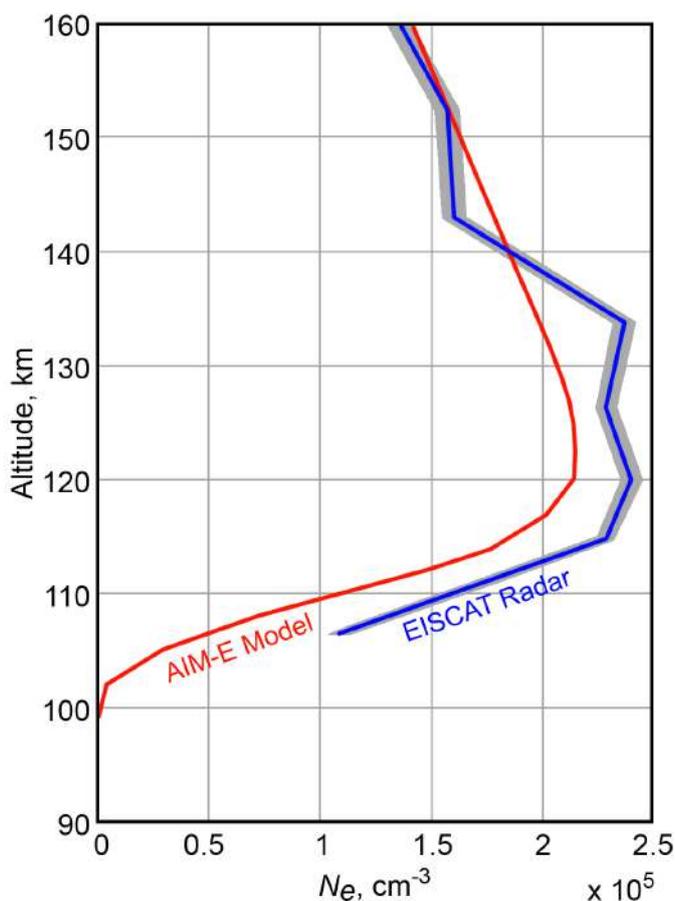


Рисунок 2.6 — Вертикальные профили электронной концентрации для UT 5 декабря 2007 г., 0:36:36. Концентрация электронов в модели AIM-E – красная линия и данные радара некогерентного рассеяния EISCAT UHF – синяя линия. Серым цветом показана погрешность измерений радара некогерентного рассеяния.

2.3 Глобальное распределение ионосферного состава AIM-E с использованием модели OVATION-Prime

Используя эмпирические модели солнечного крайнего УФ излучения и высыпаний авроральных электронов, модель AIM-E позволяет получить пространственное распределение ионосферных параметров независимо от наличия прямых спутниковых измерений и может быть использована как климатологическая моделирования для описания крупномасштабной динамики ионосферы в авроральной зоне [87].

Эмпирическая модель OVATION-Prime, основанная на измерениях низкоорбитальных спутников DMSP нормированных на среднечасовые значения параметров солнечного ветра, рассчитывает потоки высыпания электронов в высоких широтах. Используя результаты AIM-UV и OVATION-Prime в качестве входных данных для модели AIM-E, можно производить расчеты концентрации различных видов ионов и электронов в любой точке высокоширотной ионосферы для широкого диапазона геофизических условий (модель OVATION-Prime применима при $K_p < 5$ [83]).

Модель OVATION-Prime позволяет рассчитывать только три общих параметра высыпания для каждой точки сетки – полный поток энергии, полный поток электронов и среднюю энергию электронов. Эти величины используются для восстановления энергетического спектра высыпающихся электронов с использованием распределения Максвелла.

Расчеты проводились для северного полушария, $MLAT = 50^\circ\text{--}90^\circ\text{ N}$, на дискретной сетке $MLT \times MLAT = 0.25\text{h} \times 0.25$ в интервале широт в солнечно-магнитной системе координат (SM). Переход между географической системой координат и системой координат SM осуществляется с помощью пакета GEOPACK [144].

Для каждой точки сетки рассчитывался высотный профиль электронной концентрации от 90 до 140 км с шагом по высоте 1 км. На рисунке 2.7 показаны карты распределения величины электронной концентрации в максимуме слоя в каждой расчетной точке для двух моментов времени. Первый момент (5:00 UT, 17 марта 2013 г.) соответствует спокойным геомагнитным условиям, а второй (17:00 UT, 17 марта 2013 г.) – главной фазе геомагнитной бури (наблюдалось понижение геомагнитного индекса SYM-H до -130 нТл, а индекс AE достиг ≈ 2700 нТл).

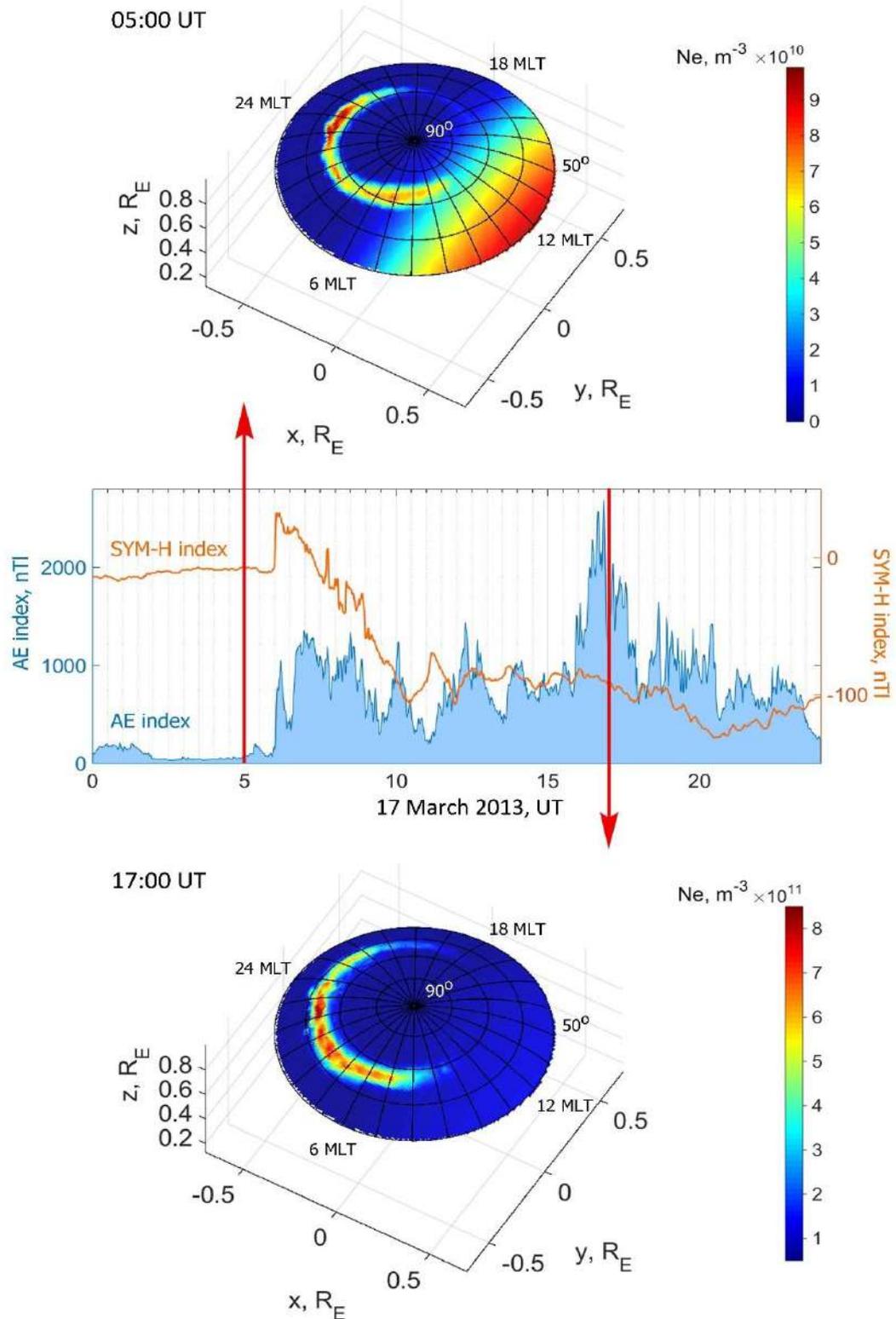


Рисунок 2.7 — Вариации геомагнитных индексов SYM-H и AE и пространственное распределение электронной концентрации в максимуме E-слоя для двух моментов времени: для спокойных геомагнитных условий 5:00 UT (верхняя карта) и главной фазы бури 17:00 UT (нижняя карта) 17 марта 2013 г. Цветовая шкала различается на порядок.

В спокойных условиях в 5:00 UT концентрация электронов в ночной части аврорального овала достигает $\sim 10^{11} \text{ м}^{-3}$ из-за высыпания электронов из магнитосферы, что сопоставимо по величине с ионизацией крайним УФ излучением на дневной стороне. Во время основной фазы бури в 17:00 UT ситуация кардинально меняется: авроральный овал расширяется к экватору, а максимум электронной концентрации в E области увеличивается на порядок, что демонстрирует доминирующий вклад корпускулярной ионизации в авроральном овале во время геомагнитных возмущений.

Таким образом, модель AIM-E позволяет получить пространственное распределение ионосферных параметров во всей авроральной зоне в различных геомагнитных условиях, что может быть полезно, когда и где прямые ионосферные наблюдения отсутствуют. Использование эмпирической модели OVATION-Prime, основанной на среднечасовых значениях параметров солнечного ветра, позволят делать оценку состояния E-слоя авроральной ионосферы на временных масштабах геомагнитной бури (часы и дни) и отслеживать динамику распределения ионосферных параметров [87].

Пространственное распределение параметров E-области ионосферы чрезвычайно важно для решения практических и теоретических задач распространения радиоволн. В ночное время, когда слой F2 становится менее выраженным, слой E играет основную роль для радиосвязи на коротких (до 2500 км) односкачковых радиотрассах. Особенно это актуально в условиях полярной ночи. В таких случаях глобальное моделирование E-слоя может поддержать имеющиеся данные наблюдений для более точной оценки состояния авроральной ионосферы.

2.4 Применение AIM-E с OVATION-Prime (PC) в качестве входного параметра для расчетов в авроральной зоне

При изучении динамики авроральной ионосферы в периоды бурь и суббурь необходимо иметь управляющий параметр, способный описывать быстро меняющиеся условия во внутренней магнитосфере. Использование минутных значений индекса PC в качестве входного параметра модели ионосферы высокоширотной области E позволяет учитывать быстрые вариации потока электронных высыпаний в периоды высокой геомагнитной активности.

Для оценки применимости расчетов модели AIM-E с OVATION-Prime (PC) в возмущенных геомагнитных условиях, проведено сопоставление расчетов электронной концентрации с данными радара некогерентного рассеяния EISCAT, Тромсе ($69^{\circ} 35'$ с.ш., $19^{\circ} 13'$ в.д.) во время возмущенных геомагнитных условий 18 января 2007 г., 18:30—23:00 UT.

Данный временной интервал включает две суббури (18:00—21:00, увеличение индекса AE до 450 нТл; 21:00—23:30, максимум индекса AE 1000 нТл (Рис. 2.8 А, красный цвет)). Изменение геомагнитного индекса PC (среднего между северным (PCN) и южным (PCS)) индексами для этого события показано на Рис. 2.8 А (синий).

Дифференциальные потоки электронов были восстановлены с использованием потока и средней энергии электронов полученных по OVATION-Prime (PC) для: 1) диффузных электронов, предполагая максвелловское распределение спектра, и 2) моноэнергетических электронных пучков, используя нормальное распределение с дисперсией равной половине разности между каналами, соседними с каналом максимальной энергии. Изменение во времени восстановленного дифференциального потока частиц в диапазоне энергий от 300 эВ до 10 кэВ и используемого в дальнейшем моделировании AIM-E, показано на рисунке 2.8 В.

По расчетам модели OVATION (PC) высыпания электронов усиливаются во время обеих суббурь. Для второй суббури наблюдаются пики потока частиц в 2.5 раза больше, чем для более слабой первой суббури.

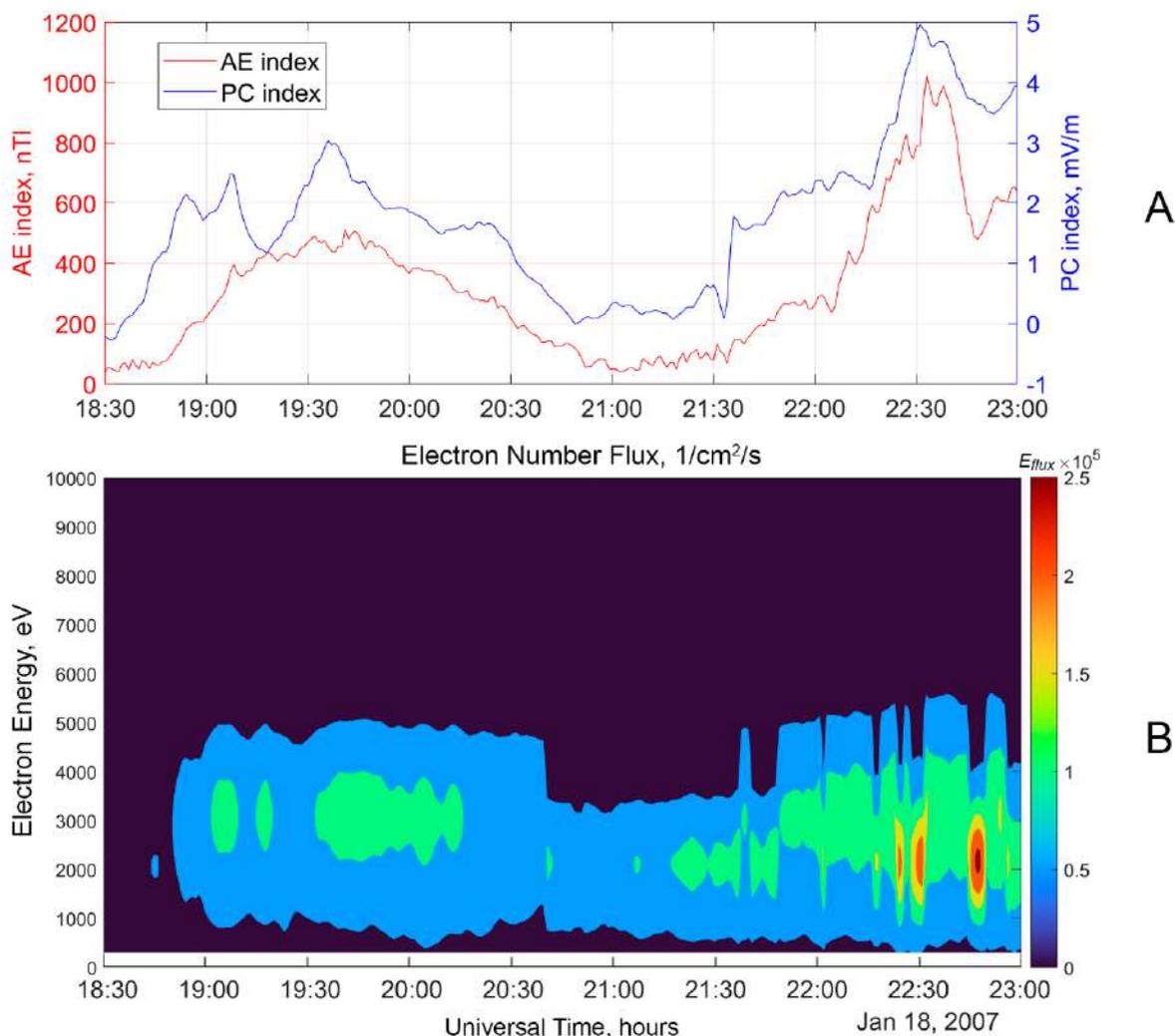


Рисунок 2.8 — А — изменение геомагнитных индексов PC (синий цвет) и AE (красный цвет);

Б — Дифференциальный поток частиц для диффузных и моноэнергетических высыпаний электронов (300 эВ—10 кэВ), восстановленный по данным OVATION-Prime (PC) за 18 января 2007 г., 18:30—23:00 UT для координат радара EISCAT, Тромсе.

Расчеты AIM-E (PC) проводились для координат радара некогерентного рассеяния EISCAT, г. Тромсё ($69^{\circ} 35'$ с.ш., $19^{\circ} 13'$ в.д.) в диапазоне высот 96—140 км с шагом по высоте 1 км и минутным временным разрешением (Рис. 2.9 В). Видно, что пики моделируемой концентрации электронов синхронизированы с интенсификациями высыпаний электронов в диапазоне энергий 1—5 кэВ. Эта часть спектра оказывает наибольшее влияние на ионизацию E-слоя.

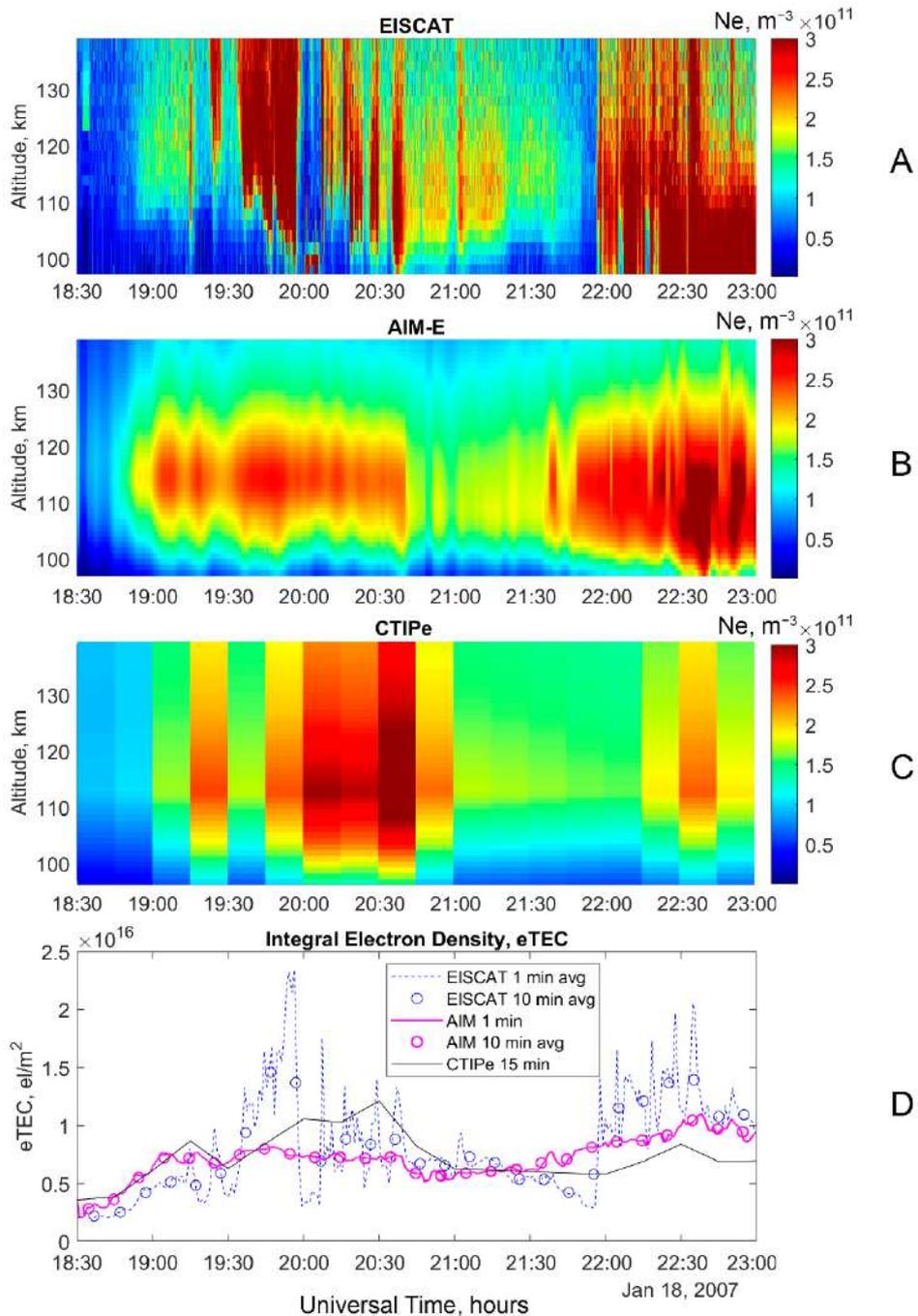


Рисунок 2.9 — Изменение вертикального распределения концентрации электронов в диапазоне высот 96–140 км для события 18 января 2007 г., 18:30–23:00 UT, измеренное радаром некогерентного рассеяния EISCAT (A) и рассчитанное моделям AIM-E (B) и CTIPe (C). На панели D показано интегральное значение электронного содержания слоя E (eTEC), рассчитанное в вертикального столба в диапазоне высот 96–140 км для радара некогерентного рассеяния EISCAT (синяя линия — средние значения за 1 мин наблюдений; синие кружки — средние значения за 10 мин наблюдений), модели AIM-E (розовая линия — минутные значения; розовые кружки — 10-минутные средние значения) и для модели CTIPe 15-минутные результаты (черная линия).

На Рис. 2.9 А показана эволюция электронной концентрации в диапазоне высот 96–140 км, измеренная радаром некогерентного рассеяния UHF EISCAT [149]. Радар работал по программе зондирования ARC1: диапазон высот: 96–422 км; шаг по высоте: 0,9 км; временное разрешение: 0,44 с; антенна направлена в магнитный зенит.

Примечательно, что временные интервалы повышенной концентрации электронов, наблюдаемые радаром и полученные с помощью AIM-E (PC), хорошо совпадают. В обоих случаях (реальные измерения и модель) концентрация электронов возрастает от фоновых значений ($1 \cdot 10^{11} \text{ м}^{-3}$) до примерно $3 \cdot 10^{11} \text{ м}^{-3}$ во время суббури.

Максимум моделируемого слоя E ярко выражен и находится примерно на высоте 110—115 км, тогда как данные радара показывают больший разброс электронной концентрации по высоте. Разницу в высотном распределении N_e можно объяснить различием в форме реального и реконструированного спектров высыпавшихся электронов: AIM-E учитывает как диффузный, так и моноэнергетический поток высыпаний электронов, но реальная форма спектра электронов плохо предсказуема и это может вносить значительный вклад в высотное распределение ионосферной ионизации.

Чтобы сравнить модель и данные радара некогерентного рассеяния, было рассчитано интегральное содержание электронов в высотном интервале 96 и 140 км, которое можно обозначить как частичное TЕС, заключенное в слое E (далее eTЕС) (Рис. 2.9 D). Коэффициент корреляции между минутными значениями eTЕС по модели AIM-E (PC) и EISCAT составляет $R_{1\text{min}}=0,63$. При 10-минутном осреднении коэффициент корреляции увеличивается до $R_{10\text{min}}=0,78$, что является хорошим результатом для локальных расчетов в авроральной зоне в период суббури.

Результаты на рисунке 2.9 D показывают, что моделирование электронной концентрации ионосферы в авроральной области с учетом диффузных и моноэнергетических высыпаний электронов с помощью OVATION-Prime (PC)

позволяет оценить «фоновое» электронное содержание слоя E, в то время как тонкая структура возмущенного овала, измеренная радаром EISCAT (Рис. 2.9 А), не может быть воспроизведена в «климатологическом» режиме. Также отсутствие процессов переноса в модели может быть причиной систематического занижения концентрации электронов выше 110 км.

Для понимания возможностей AIM-E (PC) по сравнению с другими моделями высокоширотной ионосферы было проведено моделирование события, описанного выше (18 января 2007 г., 18:30–23:00 UT), с использованием модели ионосферы STIRe, доступной для расчетов по заказу на сайте Community Coordinated Modeling Center (CCMC) [146].

Модель Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere Electrodynamics Model (STIRe) [27] состоит из четырех отдельных блоков:

- 1) Модель глобальной термосферы;
- 2) Модель высокоширотной ионосферы;
- 3) Модель ионосферы / плазмосферы средних и низких широт;
- 4) Электродинамический расчет глобального динамо-электрического поля.

Модель позволяет производить расчет электронной концентрации, концентрации нейтралов O , O_2 , N_2 , ионов H^+ , O^+ , в диапазоне высот от 140 до 2000 км и ионов O_2^+ , N^+ , N_2^+ ниже 500 км.

Входными параметрами модели являются, зависящие от времени, данные о плотности, скорости и межпланетном магнитном поле солнечного ветра со спутников DSCOVR, ACE [147] для расчетов в реальном времени или данные OMNI для исторических расчетов. Электрические поля ионосферы задаются по расчетам модели электродинамики ионосферы Веймера [157], которая рассчитывает электрические поля ионосферы в зависимости от параметров солнечного ветра (плотности, скорости солнечного ветра, величины ММП и часового угла) и ориентации диполя Земли, в качестве входных данных. Также

входным параметром модели является радиопоток 10.7 см. Версия модели на сайте CCMC имеет временное разрешение 15 минут.

На Рис. 2.9 С показана эволюция высотного профиля концентрации электронов 18 января 2007 г., 18:30—23:00 UT, смоделированная по STIRE.

Модель STIRE с 15-минутными входными параметрами солнечного ветра, а также модель AIM-E (PC) достаточно хорошо качественно и количественно описывают динамику ионосферы в месте расположения EISCAT. Обе модели почти синхронно демонстрируют увеличение концентрации электронов в периоды суббури. Модель STIRE лучше воспроизводит вертикальную структуру электронной концентрации области E для первой суббури. Однако для второго возмущенного интервала (после 22:00 UT) расчеты модели AIM-E (PC) лучше согласуются с данными EISCAT. Это также подтверждается вариацией интегральной электронной концентрации, показанной на Рис. 2.9 D. Вариация e_{TEC} по модели STIRE лучше согласуется с данными радара для первой суббури и дает заниженные значения для второй. Однако хотелось бы отметить, что для первой суббури максимум электронной концентрации по модели STIRE наблюдается с 20:00 до 20:45, а по данным EISCAT и модели AIM-E наблюдается рост N_e во временном интервале с 19:30 до 20:00. Лучшее таймирование в модели AIM-E обеспечивается за счет использования наземного индекса PC (вместо функций Ньюэлла, основанной на измерениях солнечного ветра), который немедленно реагирует на проникновение энергии солнечного ветра в ионосферу.

2.5 Оценка применимости расчетов модели AIM-E при наличии спорадических слоев различных типов в авроральной зоне.

Периодически, при вертикальном зондировании ионосферы, регистрируются отражения от высот E-слоя на частотах, значительно превышающих критическую частоту регулярного E-слоя. Эти отражения интерпретируют как спорадический слой E_s [9; 100]. Максимальная частота отражения таких слоев может достигать 10–

12 МГц и превышать критические частоты вышележащих слоев. В таком случае слой E_s экранирует вышележащую ионосферу от проникновения радиоволн, проникающих в нее снизу. Спорадические слои встречаются на всех широтах и долготах земного шара, но они традиционно делятся на три класса: экваториальные или низкоширотные, умеренные или среднеширотные и авроральные или высокоширотные. Они различаются по физическим механизмам формирования, и знание типа спорадического слоя может помочь при интерпретации процессов, происходящих в магнитосфере и ионосфере Земли.

В зависимости от вида отражения сигнала на ионограммах вертикального зондирования, различают несколько типов спорадических слоев (f–плоский слой – не показывает увеличения высоты отражения при возрастании частоты; g – толстый слой – след этого типа дает увеличение действующей высоты у высокочастотного конца, подобно следу регулярного слоя E; тип a – авроральный – обладает хорошо выраженным плоским или постепенно возрастающим нижним краем, с расслоениями и рассеянным отражением над ним).

Появление толстого спорадического слоя (тип g) связано с высыпанием электронов в авроральной зоне. Данный физический механизм ионизации заложен в модели AIM-E.

Формирование плоского спорадического слоя (тип f) в средних широтах объясняется эффектом «ветрового сдвига»: горизонтальный дрейф в результате изменений в нейтральном ветре приводит к вертикальному движению ионов, что, в свою очередь, приводит к образованию тонких слоев ионизации при наличии в ионосфере земли достаточного количества металлических ионов (Mg^+ , Fe^+ и т.д.) [159].

Появление спорадических слоев в высоких широтах во многом объясняется комбинацией теорий сдвига приливного ветра и дрейфа за счет электрического поля [59; 93].

Исследование ионного состава в ночных слоях E_s на высотах, типичных для дрейфово-градиентных слоев [54] показало, что они состоят в основном из ионов

металлов. Признаки наличия ионов металлов также были обнаружены с помощью измерений UHF EISCAT Tromsø, проведенных в работах [58] и [60], и с использованием радара Sondrestrom IS [22].

В модели AIM-E пока отсутствуют механизмы формирования спорадических слоев, связанные с переносом ионов. Однако, модель может быть успешно использована для описания спорадического слоя, наиболее часто формирующегося в авроральной области – толстого слоя типа г. Для демонстрации применимости модели AIM-E при наличии спорадических слоев разных типов, была рассмотрена изолированная суббури, произошедшая между 23:00 UT 19 мая и 04:00 UT 20 мая 2019 года.

В ходе этой суббури, по данным вертикального зондирования, было зафиксировано наличие плоского слоя типа f и толстого спорадического слоя типа г. Примеры ионограмм ВЗ для 19 мая 2019 г. 23:55 UT показывают наличие плоского слоя на ст. Горьковская (Рис. 2.10 (А)), и толстого спорадического слоя типа г на ст. Ловозеро (Рис. 2.10 (В)).

В рассматриваемый период наблюдались умеренно возмущенные геомагнитные условия: с повышением индекса АЕ до 800 нТл, планетарный геомагнитный индекс К_p не превышал значения 3⁺, что важно при расчетах по модели OVATION Prime (PC) (точность модели высыпаний снижается при К_p>5 [84]).

Были использованы пятнадцатиминутные значения предельной частоты отражения обыкновенной радиоволны от спорадического слоя на ст. Горьковская (GRK), Ловозеро (LOZ) и в центральной точке трассы Горьковская–Ловозеро (GRK–LOZ). Карта расположения точек измерения и их географические и исправленные геомагнитные координаты представлены в таблице 2.2. В обработку вошло 60 пятнадцатиминутных ионограмм ВЗ и НЗ, из которых было получено 47 значений частоты спорадического E-слоя (f_oE_s), и 9 значений критической частоты регулярного E-слоя (f_oE).

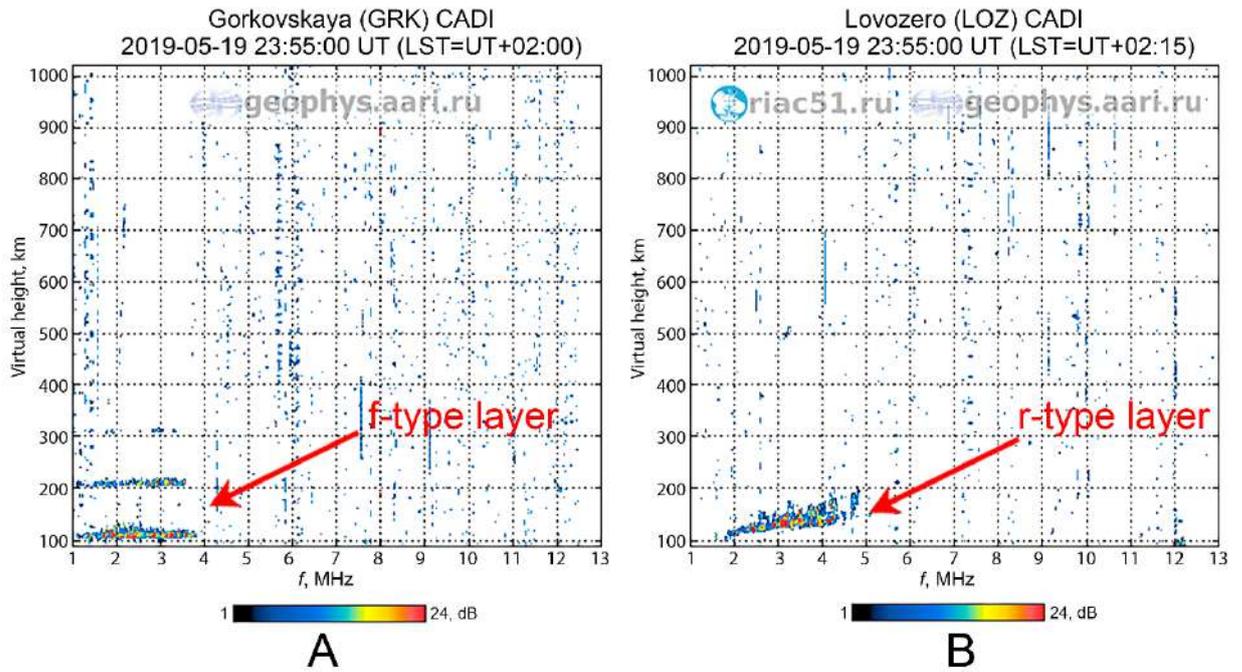


Рисунок 2.10 — Примеры ионограмм для 19 мая 2019 г. 23:55 UT: А – спорадический плоский слой типа f на ст. Горьковская; В – толстый спорадический слой типа r на ст. Ловозеро.

Таблица 2.2. Географические и исправленные геомагнитные координаты станций Горьковская (GRK), Ловозеро (LOZ) и центральной точки трассы Горьковская–Ловозеро (GRK–LOZ), и карта с расположением точек измерения.

Точка измерения	Географическая широта	Географическая долгота	Исправленная геомагнитная широта	Исправленная геомагнитная долгота
GRK	60.27°N	29.38°E	56.74°N	105.55°E
GRK–LOZ	64.16°N	31.81°E	60.86°N	108.62°E
LOZ	68.00°N	35.02°E	64.67°N	113.47°E

Для каждой точки наблюдений по модели AIM-E, интегрированной с OVATION Prime (PC), были рассчитаны высотные профили электронной концентрации в диапазоне высот 90–140 км с шагом по высоте 1 км и временным

разрешением 1 минута. Электронная концентрация в максимуме слоя E пересчитывалась в критическую частоту по формуле 2.1.

По глобальным картинам распределения электронной концентрации в максимуме E-слоя во всей авроральной зоне, полученным по модели AIM-E можно судить о том, находится ли пункт наблюдений внутри зоны высыпаний электронов.

На рисунке 2.11 представлены карты глобального распределения Ne в максимуме E-слоя в высоких широтах, рассчитанной для трех моментов времени: А – 23:10 UT (до начала геомагнитных возмущений); В – 1:25 UT (максимум суббури); С – 3:40 UT (после окончания суббури). Расположение моментов времени относительно изменения условий геомагнитной активности в авроральной зоне можно проследить из графиков временного хода AE и PC индексов, приведенных в правой части рисунка. Красным отмечены точки, в которых производились измерения. Видно, что ст. Горьковская на протяжении всего исследуемого интервала, находится вне аврорального овала. Однако, в ходе суббури, изменяется положение центральной точки трассы Горьковская–Ловозеро и ст. Ловозеро относительно зоны высыпаний. В таблице 2.3 представлены интервалы времени, в которые по данным модели AIM-E точки наблюдения находились внутри аврорального овала.

Таблица 2.3. Расчетные интервалы нахождения точек наблюдения (GRK, GRK–LOZ и LOZ) внутри аврального овала.

GRK	GRK–LOZ	LOZ
отсутствуют	0:00–2:00 UT	23:00–2:30 UT

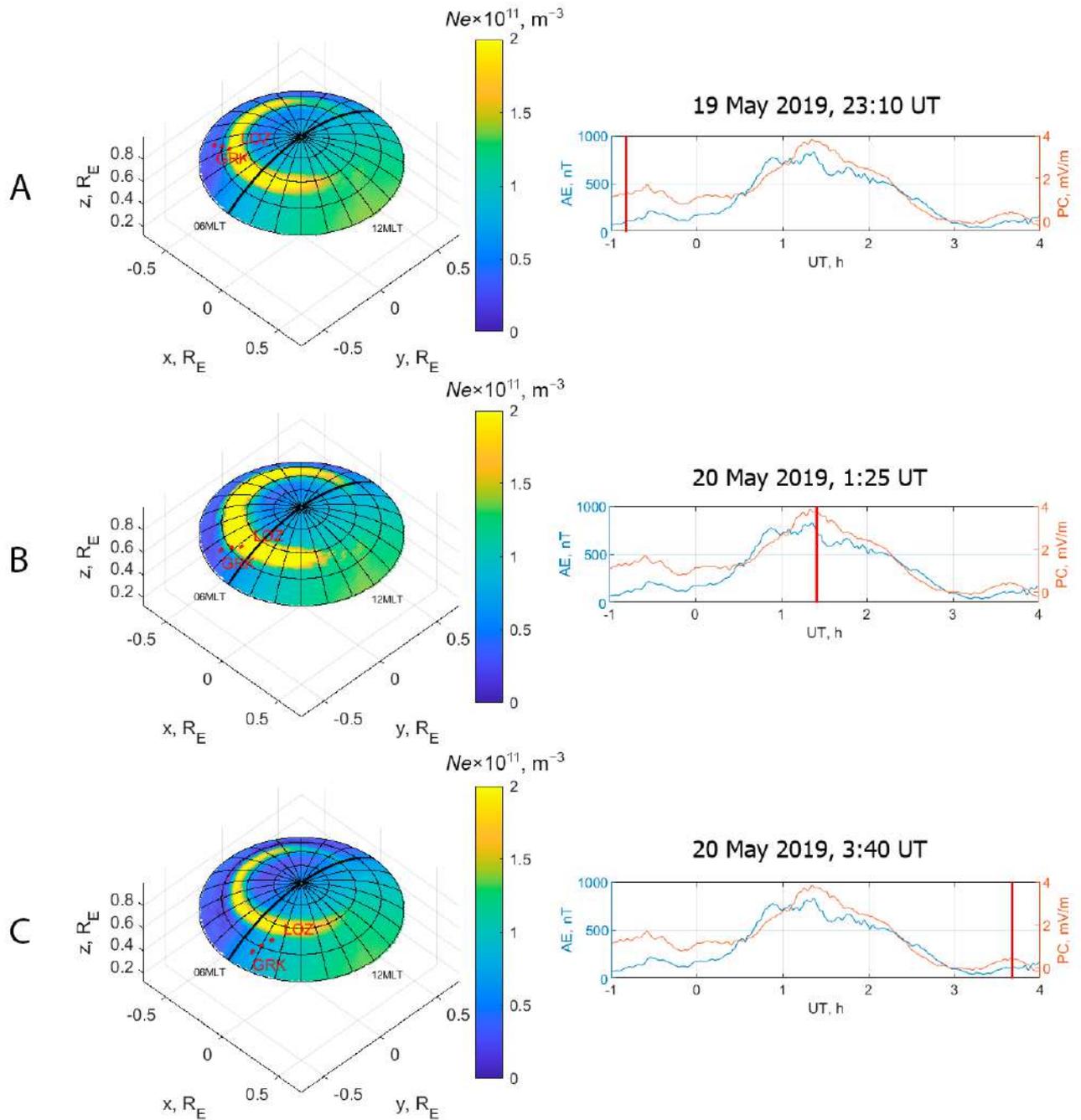


Рисунок 2.11 — Карты глобального распределения электронной концентрации в максимуме E-слоя в высоких широтах, рассчитанной по модели AIM-E для трех моментов времени: А – 23:10 UT (до начала геомагнитных возмущений); В – 1:25 UT (максимум суббури); С – 3:40 UT (после окончания суббури). Красными точками, отмечены пункты наблюдений (ст. Горьковская (GRK) ст. Ловозеро (LOZ), и центральная точка трассы Горьковская-Ловозеро). На графиках справа красной вертикальной линией отмечен момент времени, относительно изменения условий геомагнитной активности в авроральной зоне по данным AE-индекса и среднего значения геомагнитного индекса PC для северного (PCN) и южного (PCS) полушария с 23:00 UT 19 мая 2019 г. до 4:00 UT 20 мая 2019 г.

Такое расположение точек наблюдений относительно зоны высыпаний электронов также подтверждается данными магнитных наблюдений на станциях Горьковская и Ловозеро (рис. 2.12). Геомагнитное возмущение Н-компоненты магнитного поля на ст. Горьковская относительно спокойного уровня составляет менее 40 нТл в течение всего периода. В то же время на ст. Ловозеро наблюдается умеренная, но выраженная магнитная бухта с пиковым значением 670 нТл, что косвенно говорит о ее расположении в зоне активных высыпаний.

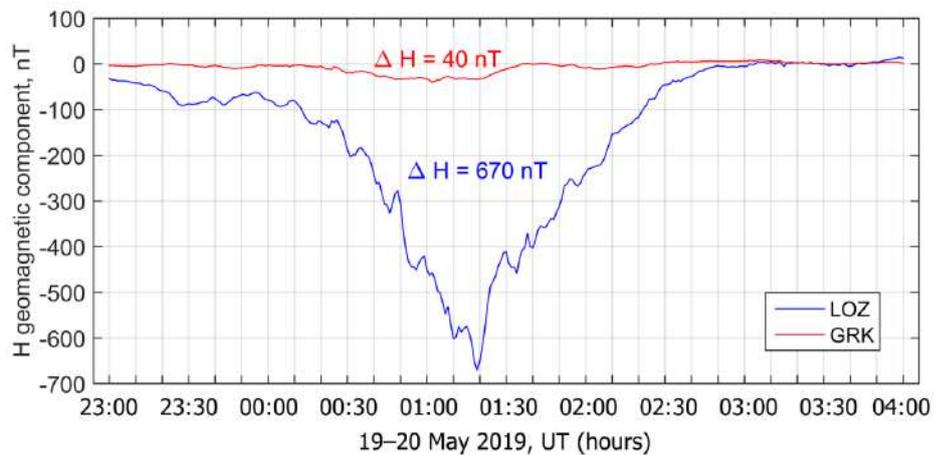


Рисунок 2.12 — Временной ход горизонтальной компоненты магнитного поля (H), измеренной на ст. Ловозеро (синяя линия) и Горьковская (красная линия) с 23:00 UT 19 мая 2019 г. до 4:00 UT 20 мая 2019 г.

Результаты сопоставления данных НЗ и ВЗ с модельными расчетами представлены на рисунке 2.13. Для всего периода наблюдений на субавроральной ст. Горьковская находилась вне зоны высыпаний (Рис. 2.13 А, красный фон) и на всем рассматриваемом интервале наблюдался спорадический плоский слой (f). Значения измеренных f_oE_s превышали модельные во всем рассматриваемом временном диапазоне. Станция Ловозеро, согласно расчетам модели АИМ-Е, находилась внутри аврорального овала до 2:30 UT (Рис. 2.13 С, зеленый фон). Для этого момента времени наблюдается хорошее согласие модельных и реальных данных. Однако с 2:30 до 4:00 UT на ионограммах ВЗ можно наблюдать плоский спорадический слой типа f и регулярный E-слой. Расчеты модели АИМ-Е соответствуют величине регулярного слоя (аналогично ст. Горьковская (3:00–4:00 UT)).

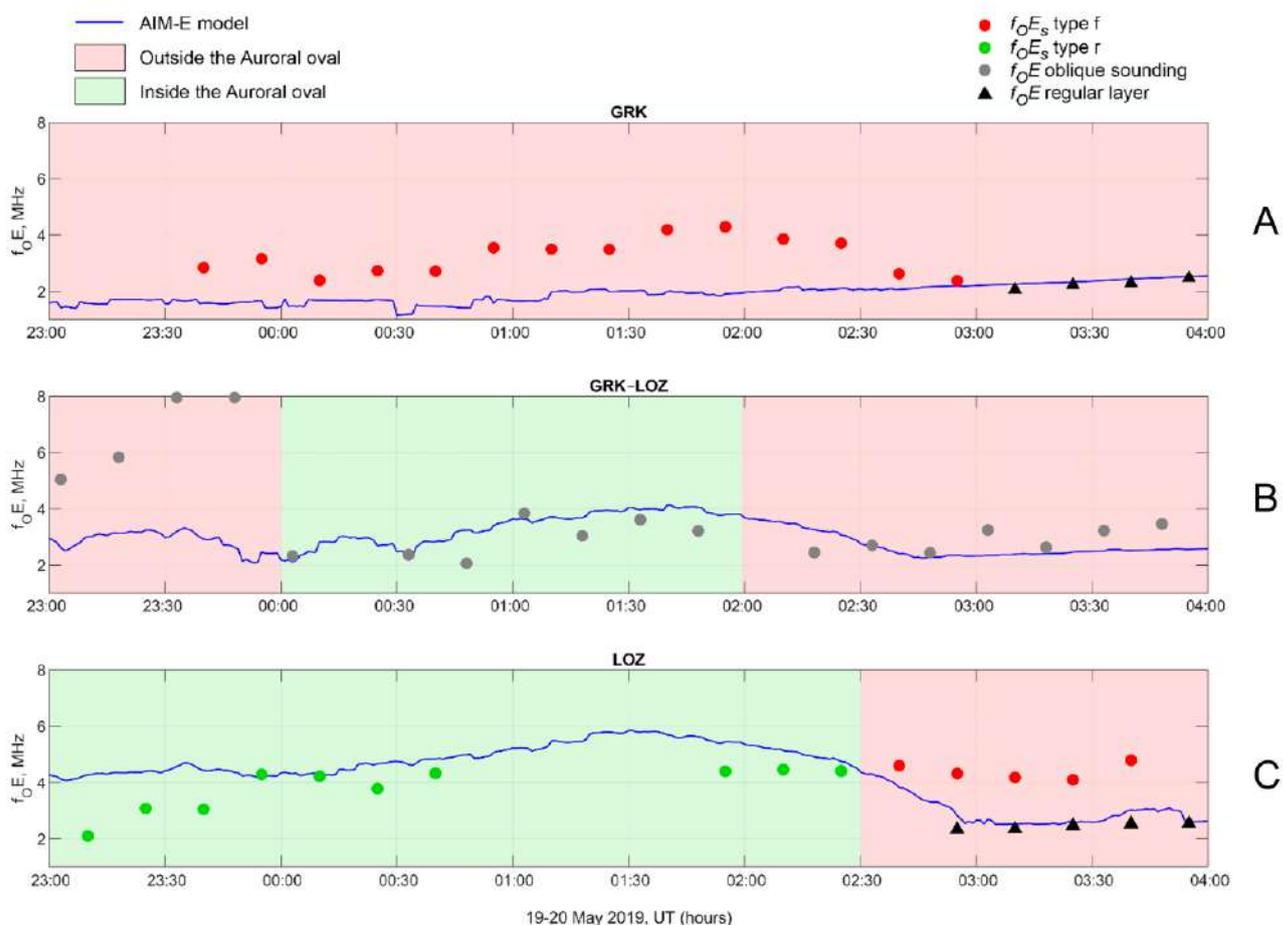


Рисунок 2.13 — Сопоставление критических частот Е-слоя по данным вертикального зондирования на ст. Горьковская (А) и ст. Ловозеро (С), а также по данным наклонного зондирования в центральной точке трассы Горьковская–Ловозеро (В) с расчетами модели АИМ-Е (синяя линия) в период с 23:00 UT 19 мая 2019 г. до 4:00 UT 20 мая 2019 г. Красным фоном выделены временные интервалы в которые пункт наблюдений находился вне аврорального овала; зеленым – внутри овала. Разные типы слоев, наблюдаемые по данным ВЗ обозначены следующим образом: красные точки – плоский спорадический слой (тип f), зеленые точки – толстый спорадический слой (тип r), черные треугольники – регулярный Е-слой (f_{oE}); серые точки – критические частоты по данным наклонного зондирования, для которых невозможно определить тип слоя.

По данным результатов сопоставления модельных и измеренных данных, можно косвенно судить о типе ионизации в центральной точке отражения трассы Горьковская-Ловозеро (Рис. 2.13 В). До полуночи, когда точка наблюдений находилась вне аврорального овала (Рис. 2.13 В, красный фон), а значения измеренных критических частот значительно превышали расчетные, можно

предположить наличие плоского спорадического слоя. Далее, внутри овала (Рис. 2.13 В, зеленый фон), можно предположить наличие толстого спорадического слоя типа r и регулярного слоя в конце интервала наблюдения.

В модели AIM-E не учитываются эффекты дрейфа частиц, поскольку предполагается, что эффекты переноса пренебрежимо малы для ионосферы в E-области высоких широт [133]. Однако, проведенный анализ показывает, что для подробного описания формирования спорадических слоев различных типов необходимо учитывать такие процессы, как перенос нейтральным ветром и дрейф за счет электрического поля, а также возможность включения в модель высокоширотного E-слоя металлических ионов [23; 25]. Данные работы планируется провести при дальнейшей разработке модели AIM-E.

Выводы

1. Сопоставление критических частот регулярного E-слоя в российском секторе Арктики, полученных на станциях вертикального зондирования и рассчитанных по AIM-E, показало высокую точность модельных расчетов ($CC=0.98$). Используя прогноз индекса солнечного излучения F10.7, модель AIM-E может быть использована для осуществления прогноза параметров регулярного слоя E в высоких широтах.

2. Произведена апробация модели AIM-E в условиях интенсивных высыпаний электронов с использованием спектров энергии электронов, измеренных низкоорбитальным спутником REIMEI. Сопоставление расчетного вертикального профиля электронной концентрации с измеренным радаром некогерентного рассеяния EISCAT показывает хорошую точность модельных расчетов (отклонение в пределах 10%).

3. Режим расчетов AIM-E с интеграцией эмпирической модели электронных высыпаний OVATION-Prime позволяет получать сведения о глобальном распределении ионизации E-слоя всей авроральной ионосферы.

4. Протестировано использование РС-индекса в качестве входного параметра в эмпирическую модель высыпаний электронов OVATION-Prime. Показано, что использование РС-индекса позволяет более точно учитывать геоэффективность солнечного ветра, и обеспечивает более точное таймирование ионосферных возмущений в периоды геомагнитных бурь и суббурь. Сопоставление расчетов модели AIM-E с данными радара некогерентного рассеяния показало, что AIM-E может быть успешно использована для определения электронной концентрации в авроральных широтах.

5. Сопоставление расчетов модели AIM-E с данными вертикального зондирования ионосферы показало, что модель хорошо воспроизводит появление спорадических слоев, обусловленных высыпаниями электронов. Как и предполагалось, модель не может воспроизводить другие типы спорадических слоев. Для более полного описания процессов, происходящих в авроральной ионосфере Земли, необходимо включить в модель физику, учитывающую процессы переноса частиц.

Заключение

В данной работе представлена математическая модель AIM-E, позволяющая производить расчеты химического состава высокоширотной ионосферы в диапазоне высот от 90 до 140 км. Модель AIM-E разработана специально для высокоширотной E-области ионосферы и учитывает высыпания электронов магнитосферного происхождения, что очень важно для возмущенных геомагнитных условий. Модель вычисляет концентрации 10 ионосферных компонент: трех малых нейтральных компонент NO , $N(^4S)$, $N(^2D)$, ионов N^+ , N_2^+ , NO^+ , O_2^+ , $O(^4S)$, $O(^2D)$, $O(^2P)$ с учетом их взаимодействий в 39 химических реакциях.

При решении системы жестких обыкновенных дифференциальных уравнений использована неявная численная схема 4-го порядка с переменным шагом интегрирования [Gear, 1971], что значительно снижает вычислительные затраты и при этом обеспечивает хорошую точность численного решения. Высокая производительность модели AIM-E позволяет в квази-реальном времени рассчитывать состав E-области ионосферы во всей авроральной зоне в различных геомагнитных условиях с учетом различного уровня солнечного ультрафиолета и высокой изменчивости высыпаний авроральных электронов.

При расчете фотоионизации спектр солнечного ультрафиолетового излучения может быть задан двумя способами: 1) относительно грубым эмпирическим приближением с использованием суточного радиопотока F10.7, постоянно доступного с 1947 года и подходящего для исследований «космического климата»; и 2) прямые измерения энергетического спектра фотонов, обеспечиваемые, например, космическим аппаратом TIMED каждые 97 минут с 2002 года, которые могут использоваться для исследования явлений «космической погоды», во время солнечных вспышек. В рамках создания модели E-слоя была разработана новая эмпирическая модель крайнего УФ, AIM-UV, успешно интегрированная в модель AIM-E. Следует отметить, что эмпирическая модель AIM-UV имеет собственную значимость и может быть использована в других

целях, для текущей и прогностической оценки потока крайнего УФ солнечного излучения.

Источник ионизации корпускулярными электронами также имеет два варианта задания входных параметров: 1) прямые космические измерения энергетического спектра электронов, доступные с низкоорбитальных спутников, например, DMSP, NOAA POES, REIMEI. Такой ввод обеспечивает точное нахождение параметров вертикального профиля химического состава вдоль траектории спутника; и 2) результаты эмпирической модели высыпания электронов (в данной работе была использована модель OVATION-Prime с данными солнечного ветра или геомагнитным индексом PC в качестве входного параметра), которая может быть использована для моделирования химического состава в высокоширотной ионосфере в глобальном масштабе.

Также показана возможность применения геомагнитного индекса PC в качестве входного параметра модели высыпаний OVATION-Prime для ионосферных расчетов. Модель авроральной ионосферы AIM-E с использованием индекса PC позволяет описывать динамику изменения электронной концентрации в высокоширотной ионосфере во время суббурь и более точно учитывать геоэффективность солнечного ветра. Минутные значения PC-индекса рассчитываются в реальном времени, что позволяет производить оценку текущего состояния высокоширотной ионосферы с высоким временным разрешением.

Результаты моделирования, полученные с различными входными параметрами и для различных геомагнитных условий, показывают хорошее согласие с наземными ионосферными данными (радар некогерентного рассеяния EISCAT UHF и вертикальное зондирование ионосферы) как в дневное, так и в ночное время. Модель хорошо воспроизводит отклик ионосферы на геомагнитные суббури и может быть использована для описания крупномасштабной динамики аврорального овала в возмущенные периоды. Высокая производительность вычислений позволяет применять модель AIM-E для регулярного мониторинга E-

слоя всей высокоширотной ионосферы, включая авроральную и субавроральную зоны, что важно для прогнозирования условий распространения радиоволн.

Таким образом, в рамках данной работы была создана модель E-слоя авроральной ионосферы, применимая для решения различных теоретических и практических задач, мониторинга ионосферы в режиме реального времени и для краткосрочного прогноза.

Список литературы

1. Бруевич Е. А., Якунина Г. В. Вариации потоков в линиях солнечного КУФ-излучения вне вспышек в 24-м цикле //Геомagnetизм и аэрономия. – 2019. – Т. 59. – №. 2. – С. 168-174.
2. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. – Наука, 1988. – С. 528.
3. Данилов А.Д. Химия ионосферы. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во., 1967. – С. 294.
4. Иванов В. Е., Козелов Б. В. Прохождение электронных и протонно-водородных пучков в атмосфере Земли //Кольский научный центр. Апатиты. – 2001.
5. Иванов-Холодный Г. С., Никольский Г. М. Солнце и ионосфера. Коротковолновое излучение солнца и его воздействие на ионосферу. – Наука, 1969. – С. 456.
6. Морозов В. Н., Трошичев О. А. Моделирование вариаций полярного атмосферного электрического поля в полярной атмосфере, связанного с магнитосферными продольными токами //Геомagnetизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48. – №. 6. – С. 759-769.
7. Николаева В. Д. и др. Использование РС-индекса в качестве входного параметра в эмпирической модели авроральных высыпаний “OVATION-Prime”. //Одиннадцатая ежегодная конференция "Физика плазмы в Солнечной системе", 15-19 февраля 2015Г., ИКИ РАН, сборник тезисов. –2015. – С.179
8. Николаева В. Д. и др. Модель авроральной ионосферы с РС-индексом в качестве входного параметра. //Двенадцатая ежегодная конференция "Физика плазмы в Солнечной системе", 6-10 февраля 2017г., ИКИ РАН, сборник тезисов. – 2017. – С. 296
9. Райт Ж. У., Кнехт Р. У., Дэвис К. Руководство по вертикальному зондированию ионосферы/Перевод с англ. под ред. НВ Медниковой и БС Шапиро //НВ Медниковой и БС Шапиро. М.: Изд-во АН СССР. – 1957.

10. Франк-Каменецкий А. В. и др. Вариации приземного электрического поля в высоких широтах и потенциал ионосферы во время магнитных возмущений //Геомagnetизм и аэрoномия. – 2012. – Т. 52. – №. 5. – С. 666-675.
11. Abreu V. J. et al. The dissociative recombination of O₂⁺: The quantum yield of O (¹S) and O (¹D) //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1983. – Т. 88. – №. A5. – С. 4140-4144.
12. Amm O. Ionospheric elementary current systems in spherical coordinates and their application //Journal of geomagnetism and geoelectricity. – 1997. – Т. 49. – №. 7. – С. 947-955.
13. Araujo-Pradere E. et al. Critical issues in ionospheric data quality and implications for scientific studies //Radio Science. – 2019. – Т. 54. – №. 5. – С. 440-454.
14. Banks P. M., Kockarts G. Aeronomy. – Acsremic Press, 1973. – С. 355.
15. Belakhovsky V. et al. Impulsive disturbances of the geomagnetic field as a cause of induced currents of electric power lines //Journal of Space Weather and Space Climate. – 2019. – Т. 9. – С. A18.
16. Bilitza D. et al. International Reference Ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions //Space weather. – 2017. – Т. 15. – №. 2. – С. 418-429.
17. Bilitza D. et al. International reference ionosphere—Past, present, and future: I. Electron density //Advances in Space Research. – 1993. – Т. 13. – №. 3. – С. 3-13.
18. Bilitza D. International reference ionosphere 2000: Examples of improvements and new features //Advances in Space Research. – 2003. – Т. 31. – №. 3. – С. 757-767.
19. Bilitza D. IRI the International Standard for the Ionosphere //Advances in Radio Science. – 2018. – Т. 16. – С. 1-11.
20. Bjoland L. M. et al. An evaluation of International Reference Ionosphere electron density in the polar cap and cusp using EISCAT Svalbard radar measurements //Annales Geophysicae. – Copernicus GmbH, 2016. – Т. 34. – №. 9. – С. 751-758.
21. Blagoveshchensky D. V., Sergeeva M. A., Vystavnoi V. M. Effects of substorms during HF propagation in the auroral oval //Geomagnetism and Aeronomy. – 2006. – Т. 46. – №. 2. – С. 166-172.

22. Bristow W. A., Watkins B. J. Incoherent scatter observations of thin ionization layers at Sondrestrom //Journal of atmospheric and terrestrial physics. – 1993. – T. 55. – №. 6. – C. 873-894.
23. Cai X. et al. Investigation on the distinct nocturnal secondary sodium layer behavior above 95 km in winter and summer over Logan, UT (41.7 N, 112 W) and Arecibo Observatory, PR (18.3 N, 67 W) //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2019. – T. 124. – №. 11. – C. 9610-9625.
24. Chapman S. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth //Proceedings of the Physical Society (1926-1948). – 1931. – T. 43. – №. 1. – C. 26
25. Chu X., Yu Z. Formation mechanisms of neutral Fe layers in the thermosphere at Antarctica studied with a thermosphere-ionosphere Fe/Fe⁺ (TIFE) model //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2017. – T. 122. – №. 6. – C. 6812-6848.
26. Codrescu M. V. et al. A real-time run of the Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere Electrodynamics (CTIPE) model //Space Weather. – 2012. – T. 10. – №. 2.
27. Codrescu M. V. et al. Validation of the coupled thermosphere ionosphere plasmasphere electrodynamics model: CTIPE-mass spectrometer incoherent scatter temperature comparison //Space Weather. – 2008. – T. 6. – №. 9.
28. Corney R. C. et al. The influence of polar-cap convection on the geoelectric field at Vostok, Antarctica //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2003. – T. 65. – №. 3. – C. 345-354.
29. Dashkevich Z. V. et al. Physicochemical model of the auroral ionosphere //Cosmic Research. – 2017. – T. 55. – №. 2. – C. 88-100.
30. David M. et al. Hemispherical shifted symmetry in polar cap patch occurrence: A survey of GPS TEC maps from 2015–2018 //Geophysical Research Letters. – 2019. – T. 46. – №. 19. – C. 10726-10734.
31. Decker D. T. et al. Upgoing electrons produced in an electron-proton-hydrogen atom aurora //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1995. – T. 100. – №. A11. – C. 21409-21420.

32. Deminov M. G., Shubin V. N., Badin V. I. Model of the E-Layer Critical Frequency for the Auroral Region //Geomagnetism and Aeronomy. – 2021. – T. 61. – №. 5. – C. 713-720.
33. DeMore W. B. et al. Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modeling. Evaluation Number 9., Pub. 90-1 //Jet Propulsion Lab., Pasadena, Calif. – 1990.
34. Denisenko V. V., Rycroft M. J., Harrison R. G. Mathematical simulation of the ionospheric electric field as a part of the global electric circuit //Surveys in Geophysics. – 2019. – T. 40. – №. 1. – C. 1-35.
35. Dickinson R. E., Ridley E. C., Roble R. G. A three-dimensional general circulation model of the thermosphere //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1981. – T. 86. – №. A3. – C. 1499-1512.
36. Evdokimova M. A., Petrukovich A. A. Estimation of the westward auroral electrojet current using sparse magnetometer chain data //Annales Geophysicae. – Copernicus GmbH, 2020. – T. 38. – №. 1. – C. 109-121.
37. Fehsenfeld F. C. The reaction of $O^+ 2$ with atomic nitrogen and $NO^+ \cdot H_2O$ and $NO^+ 2$ with atomic oxygen //Planetary and Space Science. – 1977. – T. 25. – №. 2. – C. 195-196.
38. Fehsenfeld F. C., Dunkin D. B., Ferguson E. E. Rate constants for the reaction of CO_2^+ with O, O_2 and NO; N_2^+ with O and NO; and O_2^+ with NO //Planetary and Space Science. – 1970. – T. 18. – №. 8. – C. 1267-1269.
39. Fell C., Steinfeld J. I., Miller S. Quenching of n (2 d) by o (3 p) //The Journal of chemical physics. – 1990. – T. 92. – №. 8. – C. 4768-4777.
40. Frank-Kamenetsky A. V. et al. Variations of the atmospheric electric field in the near-pole region related to the interplanetary magnetic field //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2001. – T. 106. – №. A1. – C. 179-190.
41. Frederick J. E., Rusch D. W. On the chemistry of metastable atomic nitrogen in the F region deduced from simultaneous satellite measurements of the 5200-Å airglow and atmospheric composition //Journal of Geophysical Research. – 1977. – T. 82. – №. 25. – C. 3509-3517.

42. Fuller-Rowell T. J. et al. Dynamics of the low-latitude thermosphere: Quiet and disturbed conditions //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 1997. – T. 59. – №. 13. – C. 1533-1540.
43. Fuller-Rowell T. J. et al. STEP Handbook on Ionospheric Models //Utah State University. – 1996.
44. Gaidash S.P., Belov A.V., Abunina M.A., Abunin A.A. Space Weather Forecasting at IZMIRAN // Geomagnetism and Aeronomy. – 2017. – V. 57. – I. 7. – P. 869-877.
45. Gardner L. C. et al. Modeling the midlatitude ionosphere storm-enhanced density distribution with a data assimilation model //Space Weather. – 2018. – T. 16. – №. 10. – C. 1539-1548.
46. Gear C. W. Numerical initial value problems in ordinary differential equations //Prentice-Hall series in automatic computation. – 1971.
47. Gérard J. C. Thermospheric odd nitrogen //Planetary and space science. – 1992. – T. 40. – №. 2-3. – C. 337-353.
48. Girazian Z., Withers P. An empirical model of the extreme ultraviolet solar spectrum as a function of F10. 7 //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2015. – T. 120. – №. 8. – C. 6779-6794.
49. Hardy D. A. et al. A statistical model of auroral ion precipitation: 2. Functional representation of the average patterns //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1991. – T. 96. – №. A4. – C. 5539-5547.
50. Hart, J. F., Computer Approximations, p. 136, John Wiley, New York, 1968
51. Henney C. J. et al. Forecasting F10. 7 with solar magnetic flux transport modeling //Space Weather. – 2012. – T. 10. – №. 2.
52. Henry R. J. W., Burke P. G., Sinfailam A. L. Scattering of electrons by C, N, O, N+, O+, and O++ //Physical Review. – 1969. – T. 178. – №. 1. – C. 218.
53. Huang C., Liu D. D., Wang J. S. Forecast daily indices of solar activity, F10. 7, using support vector regression method //Research in Astronomy and Astrophysics. – 2009. – T. 9. – №. 6. – C. 694.

54. Huuskonen A. et al. Ion composition in sporadic E layers measured by the EISCAT UHF radar //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1988. – T. 93. – №. A12. – C. 14603-14610.
55. Johnsen R., Biondi M. A. Laboratory measurements of the O+ (²D)+ N₂ and O+ (²D)+ O₂ reaction rate coefficients and their ionospheric implications //Geophysical Research Letters. – 1980. – T. 7. – №. 5. – C. 401-403.
56. Kan J. R., Lee L. C. Energy coupling function and solar wind-magnetosphere dynamo //Geophysical Research Letters. – 1979. – T. 6. – №. 7. – C. 577-580.
57. Kernahan J. A., Pang P. H. L. Experimental determination of absolute A coefficients for 'forbidden' atomic oxygen lines //Canadian Journal of Physics. – 1975. – T. 53. – №. 5. – C. 455-458.
58. Kirkwood S., Collis P. N. Gravity wave generation of simultaneous auroral sporadic-E layers and sudden neutral sodium layers //Journal of atmospheric and terrestrial physics. – 1989. – T. 51. – №. 4. – C. 259-269.
59. Kirkwood S., Nilsson H. High-latitude sporadic-E and other thin layers—the role of magnetospheric electric fields //Space Science Reviews. – 2000. – T. 91. – №. 3. – C. 579-613.
60. Kirkwood S., Von Zahn U. Formation mechanisms for low-altitude Es and their relationship with neutral Fe layers: Results from the METAL campaign //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1993. – T. 98. – №. A12. – C. 21549-21561.
61. Kley D., Lawrence G. M., Stone E. J. The yield of N (²D) atoms in the dissociative recombination of NO⁺ //The Journal of Chemical Physics. – 1977. – T. 66. – №. 9. – C. 4157-4165.
62. Knight H. K. et al. Evidence for significantly greater N₂ Lyman-Birge-Hopfield emission efficiencies in proton versus electron aurora based on analysis of coincident DMSP SSUSI and SSJ/5 data //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2008. – T. 113. – №. A4.
63. Kopp J. P. et al. Photoemission in the second positive system of molecular nitrogen in the earth's dayglow //Journal of Geophysical Research. – 1977. – T. 82. – №. 4. – C. 555-560.

64. Kotikov A. L., Latov Y. A., Troshichev O. A. Structure of auroral electrojets by the data from a meridional chain of magnetic stations // *Geophysica*. – 1987. – T. 23. – №. 2. – C. 143-154.
65. Lakhina G. S., Tsurutani B. T. Geomagnetic storms: historical perspective to modern view // *Geoscience Letters*. – 2016. – T. 3. – №. 1. – C. 1-11.
66. Lambert W. D. The international gravity formula. – JD & ES Dana, 1945.
67. Lanchester B. S. et al. Energy flux and characteristic energy of an elemental auroral structure // *Geophysical research letters*. – 1994. – T. 21. – №. 25. – C. 2789-2792.
68. Lanchester B. S. et al. Ohmic heating as evidence for strong field-aligned currents in filamentary aurora // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. – 2001. – T. 106. – №. A2. – C. 1785-1794.
69. Langford A. O., Bierbaum V. M., Leone S. R. Auroral implications of recent measurements on O (1S) and O (1S) formation in the reaction of N⁺ with O₂ // *Planetary and space science*. – 1985. – T. 33. – №. 10. – C. 1225-1228.
70. Lei L. et al. The Mid-Term Forecast Method of F10.7 Based on Extreme Ultraviolet Images // *Advances in Astronomy*. – 2019. – T. 2019.
71. Lin C. L., Kaufman F. Reactions of metastable nitrogen atoms // *The Journal of Chemical Physics*. – 1971. – T. 55. – №. 8. – C. 3760-3770.
72. Lindinger W. et al. Temperature dependence of some ionospheric ion-neutral reactions from 300°–900° K // *Journal of Geophysical Research*. – 1974. – T. 79. – №. 31. – C. 4753-4756.
73. Lindinger W., Ferguson E. E. Laboratory investigation of the ionospheric O₂⁺ (X²πg, v≠0) reaction with NO // *Planetary and space science*. – 1983. – T. 31. – №. 10. – C. 1181-1182.
74. Link R. A rocket observation of the 6300 Å/5200 Å intensity ratio in the dayside aurora: Implications for the production of O (¹D) via the reaction N (²D) + O₂ → NO + O (¹D) // *Geophysical Research Letters*. – 1983. – T. 10. – №. 3. – C. 225-228.
75. Lummerzheim D. Electron transport and optical emissions in the aurora : дис. – University of Alaska Fairbanks, 1987.

76. Machol J. L. et al. Evaluation of OVATION Prime as a forecast model for visible aurorae //Space Weather. – 2012. – T. 10. – №. 3.
77. Makarova L. N., Shirochkov A. V., Nikolaeva V. D. Dynamics of the auroral Es layer during weak and strong disturbances in the magnetosphere //Geomagnetism and Aeronomy. – 2014. – T. 54. – №. 6. – C. 746-749.
78. Mareev E. A., Volodin E. M. Variation of the global electric circuit and ionospheric potential in a general circulation model //Geophysical Research Letters. – 2014. – T. 41. – №. 24. – C. 9009-9016.
79. McFarland M. et al. Energy dependence and branching ratio of the $N_2^{++} + O$ reaction //Journal of Geophysical Research. – 1974. – T. 79. – №. 19. – C. 2925-2926.
80. Millward G. H. et al. A coupled thermosphere-ionosphere-plasmasphere model (CTIP) //STEP handbook on ionospheric models. – 1996. – C. 239-279.
81. Mul P. M., McGowan J. W. Merged electron-ion beam experiments. III. Temperature dependence of dissociative recombination for atmospheric ions NO^+ , O_2^+ and N_2^+ //Journal of Physics B: Atomic and Molecular Physics. – 1979. – T. 12. – №. 9. – C. 1591.
82. Newell P. T. et al. A nearly universal solar wind-magnetosphere coupling function inferred from 10 magnetospheric state variables //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2007. – T. 112. – №. A1.
83. Newell P. T. et al. OVATION Prime-2013: Extension of auroral precipitation model to higher disturbance levels //Space Weather. – 2014. – T. 12. – №. 6. – C. 368-379.
84. Newell P. T., Sotirelis T., Wing S. Diffuse, monoenergetic, and broadband aurora: The global precipitation budget //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2009. – T. 114. – №. A9.
85. Newell P. T., Sotirelis T., Wing S. Seasonal variations in diffuse, monoenergetic, and broadband aurora //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2010. – T. 115. – №. A3.

86. Nikolaev A. V. On the Need to Reparametrize the OVATION Prime (2010) Auroral Precipitation Model //Russian Meteorology and Hydrology. – 2021. – T. 46. – №. 3. – C. 194-199.
87. Nikolaeva V. et al. AIM-E: E-Region Auroral Ionosphere Model //Atmosphere. – 2021a. – T. 12. – №. 6. – C. 748.
88. Nikolaeva V. D. et al. Auroral ionosphere model (AIM-E) adjustment for the regular E layer //Solar-Terrestrial Physics. – 2021b. – T. 7. – №. 1. – C. 41-46.
89. Nikolaeva V. D. et al. IRI-2012 model adaptability estimation for automated processing of vertical sounding ionograms //Journal Scientific and Technical Of Information Technologies, Mechanics and Optics. – 2014a. – T. 89. – №. 1. – C. 82-86.
90. Nikolaeva V. D. et al. Use of PC-index as input parameter in auroral precipitations empirical model «OVATION-prime». //The 26th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), 22 June – 2 July 2015, Book of abstracts. – 2015.
91. Nikolaeva V. D., Kotikov A. L., Sergienko T. I. Dynamics of field-aligned currents reconstructed by the ground-based and satellite data //Geomagnetism and Aeronomy. – 2014b. – T. 54. – №. 5. – C. 549-557.
92. Nikolaeva V. D. et al. Comparison of the calculation results of the IRI-2007 model with vertical sounding and incoherent scattering radar for the auroral ionosphere //In Proceedings of the XXXIV Apatity Annual Seminar, Apatity, Russia, 1–4 March 2011 – C. 174–177.
93. Nygren T. et al. The role of electric field and neutral wind direction in the formation of sporadic E-layers //Journal of atmospheric and terrestrial physics. – 1984. – T. 46. – №. 4. – C. 373-381.
94. Ohshio M., Maeda R., Sakagami H. Height distribution of local photoionization efficiency //J. Radio Res. Lab. – 1966. – T. 13. – C. 245.
95. Oppenheimer M. et al. Ion photochemistry of the thermosphere from Atmosphere Explorer C measurements //Journal of Geophysical Research. – 1977. – T. 82. – №. 35. – C. 5485-5492.

96. Ovodenko V. B. et al. Spatial and temporal evolution of different-scale ionospheric irregularities in Central and East Siberia during the 27–28 May 2017 geomagnetic storm //Space Weather. – 2020. – Т. 18. – №. 6. – С. e2019SW002378
97. Palmer J. R. Plasma density variations in the aurora : дис. – University of Southampton, 1995.
98. Palmroth M. et al. Lower-thermosphere–ionosphere (LTI) quantities: current status of measuring techniques and models //Annales Geophysicae. – Copernicus GmbH, 2021. – Т. 39. – №. 1. – С. 189-237.
99. Picone J. M. et al. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2002. – Т. 107. – №. A12. – С. SIA 15-1-SIA 15-16.
100. Piggott, W.R., Rawer, K. URSI handbook of ionogram interpretation and reduction. – 1972. – С. 138.
101. Pilipenko V. Space weather impact on ground-based technological systems //Solar-Terrestrial Physics. – 2021. – Т. 7. – №. 3. – С. 68-104.
102. Pirjola R. et al. Prediction of geomagnetically induced currents in power transmission systems //Advances in Space Research. – 2000. – Т. 26. – №. 1. – С. 5-14.
103. Pradhan A. K. Close-coupling calculations for electron collisions with O⁺ and for bound states of neutral oxygen //Journal of Physics B: Atomic and Molecular Physics. – 1976. – Т. 9. – №. 3. – С. 433.
104. Pulkkinen A. et al. Geomagnetically induced currents: Science, engineering, and applications readiness //Space Weather. – 2017. – Т. 15. – №. 7. – С. 828-856.
105. Pulkkinen T. Space weather: terrestrial perspective //Living Reviews in Solar Physics. – 2007. – Т. 4. – №. 1. – С. 1-60.
106. Qian L. et al. The NCAR TIE-GCM: A community model of the coupled thermosphere/ionosphere system //Modeling the ionosphere-thermosphere system. – 2014. – Т. 201. – С. 73-83.
107. Qian L., Solomon S. C., Kane T. J. Seasonal variation of thermospheric density and composition //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2009. – Т. 114. – №. A1.

108. Queffelec J. L. et al. The dissociative recombination of N_2^+ ($v=0, 1$) as a source of metastable atoms in planetary atmospheres //Planetary and space science. – 1985. – T. 33. – №. 3. – C. 263-270.
109. Radhakrishnan K., Hindmarsh A. C. Description and Use of LSODE //National Aeronautics and Space Administration, Lawrence Livermore National Laboratory Report UCRL-ID-113855 Lewis Research Center, Cleveland, OH. – 1993.
110. Rawer K., Bilitza D., Singer W. The high latitudes in the International Reference Ionosphere //Adv. in Space Res. – 1995.
111. Redmon R. J. et al. New DMSP database of precipitating auroral electrons and ions //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2017. – T. 122. – №. 8. – C. 9056-9067.
112. Richards P. G., Fennelly J. A., Torr D. G. EUVAC: A solar EUV flux model for aeronomic calculations //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1994. – T. 99. – №. A5. – C. 8981-8992.
113. Richards P. G., Torr D. G. An investigation of the consistency of the ionospheric measurements of the photoelectron flux and solar EUV flux //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1984. – T. 89. – №. A7. – C. 5625-5635.
114. Richards P. G., Woods T. N., Peterson W. K. HEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model //Advances in Space Research. – 2006. – T. 37. – №. 2. – C. 315-322.
115. Richmond A. D., Ridley E. C., Roble R. G. A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics //Geophysical Research Letters. – 1992. – T. 19. – №. 6. – C. 601-604.
116. Robertson H. H. The solution of a set of reaction rate equations //Numerical analysis: an introduction. – 1966. – T. 178182
117. Rycroft M. J. et al. Recent advances in global electric circuit coupling between the space environment and the troposphere //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2012. – T. 90. – C. 198-211.
118. Saito H. et al. Small satellite REIMEI for auroral observations //Acta Astronautica. – 2011. – T. 69. – №. 7-8. – C. 499-513.

119. Scherliess L. et al. The International Community Coordinated Modeling Center space weather modeling capabilities assessment: Overview of ionosphere/thermosphere activities //Space Weather. – 2019. – T. 17. – №. 4. – C. 527-538.
120. Schofield K. Critically evaluated rate constants for gaseous reactions of several electronically excited species //Journal of physical and chemical reference data. – 1979. – T. 8. – №. 3. – C. 723-798.
121. Schunk R. W. A mathematical model of the middle and high latitude ionosphere //Pure and applied geophysics. – 1988. – T. 127. – №. 2. – C. 255-303.
122. Schunk R. W. et al. An operational data assimilation model of the global ionosphere // Ionospheric Effects Symposium Proceedings, Natl. Tech. Info. Serv., Springfield, Va. – 2005. – C. 512-581.
123. Schunk R., Nagy A. Ionospheres: physics, plasma physics, and chemistry. – Cambridge university press, 2009.
124. Schwartz R., Lindau A. Das europäische Gravitationszonenkonzept nach WELMEC für eichpflichtige Waagen //PTB-Mitteilungen. – 2003. – T. 113. – C. 35-42.
125. Schwenn R. Space weather: The solar perspective //Living Reviews in Solar Physics. – 2006. – T. 3. – №. 1. – C. 1-72.
126. Seaton M. J., Osterbrock D. E. Relative [O II] Intensities in Gaseous Nebulae //The Astrophysical Journal. – 1957. – T. 125. – C. 66.
127. Sergienko T. I., Ivanov V. E. A new approach to calculate the excitation of atmospheric gases by auroral electron impact //Annales Geophysicae. – 1993. – T. 11. – №. 8. – C. 717-727.
128. Shirochkov A. V. et al. The storm of March 1989 revisited: A fresh look at the event //Advances in Space Research. – 2015. – T. 55. – №. 1. – C. 211-219.
129. Smith III F. L., Smith C. Numerical evaluation of Chapman's grazing incidence integral $ch(X, \chi)$ //Journal of Geophysical Research. – 1972. – T. 77. – №. 19. – C. 3592-3597.

130. Solomon S. C., Hays P. B., Abreu V. J. The auroral 6300 Å emission: Observations and modeling //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1988. – T. 93. – №. A9. – C. 9867-9882.
131. St.-Maurice J. P., Torr D. G. Nonthermal rate coefficients in the ionosphere: The reactions of O⁺ with N₂, O₂, and NO //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1978. – T. 83. – №. A3. – C. 969-977.
132. Strickland D. J. et al. Transport equation techniques for the deposition of auroral electrons //Journal of Geophysical Research. – 1976. – T. 81. – №. 16. – C. 2755-2764.
133. Strobel D. F. Physics and chemistry of the E region: A review //Radio Science. – 1974. – T. 9. – №. 2. – C. 159-165.
134. Tapping K. F. The 10.7 cm solar radio flux (F10.7) //Space weather. – 2013. – T. 11. – №. 7. – C. 394-406.
135. Thébault E. et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation //Earth, Planets and Space. – 2015. – T. 67. – №. 1. – C. 1-19.
136. Tohmatsu T., Ogawa T., Tsuruta H. Photoelectronic processes in the upper atmosphere—I: energy spectrum of the primary photoelectrons //Report of Ionosphere and Space Research in Japan. – 1965. – T. 19. – C. 482-508.
137. Torr D. G., Torr M. R. Chemistry of the thermosphere and ionosphere //Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. – 1979. – T. 41. – №. 7-8. – C. 797-839.
138. Torr M. R., Torr D. G. The N II 2143-Å dayglow from Spacelab 1 //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1985. – T. 90. – №. A7. – C. 6679-6683.
139. Troshichev O. A. et al. Magnetic activity in the polar cap—A new index //Planetary and space science. – 1988. – T. 36. – №. 11. – C. 1095-1102.
140. Troshichev O. A. et al. PC index as a proxy of the solar wind energy that entered into the magnetosphere: Development of magnetic substorms //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2014. – T. 119. – №. 8. – C. 6521-6540.
141. Troshichev O. A. et al. The PC index variations during 23/24 solar cycles: relation to solar wind parameters and magnetospheric disturbances //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2021. – T. 126. – №. 1. – C. e2020JA028491.

142. Troshichev O. A., Sormakov D. A. PC index as a proxy of the solar wind energy that entered into the magnetosphere: 2. Relation to the interplanetary electric field E_{KL} before substorm onset //Earth, Planets and Space. – 2015. – Т. 67. – №. 1. – С. 1-11.
143. Troshichev O. A., Sormakov D. A. PC index as a proxy of the solar wind energy that entered into the magnetosphere:(5) Verification of the solar wind parameters presented at OMNI website //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2019. – Т. 196. – С. 105147.
144. Tsyganenko N. A. Geopack: a set of fortran subroutines for computations of the geomagnetic field in the Earth's magnetosphere //Website: <http://geo.phys.spbu.ru/~tsyganenko/Geopack-2008.html>. – 2008.
145. Turunen E. D-region ion chemistry model STEP //Handbook of Ionospheric Models. Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics: Toronto, Canada – 1996. – С 1-25.
146. URL: <https://ccmc.gsfc.nasa.gov/requests/requests.php> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
147. URL: <https://www.swpc.noaa.gov/products/real-time-solar-wind> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
148. URL: <http://lasp.colorado.edu/home/see/data> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
149. URL: <http://portal.eiscat.se/madrigal/> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
150. URL: <http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
151. URL: <https://geophys.aari.ru> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
152. URL: <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow.html> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
153. URL: <https://www.swpc.noaa.gov/> (дата обращения 14 февраля 2022 г.).
154. Viereck R. et al. Customers and Requirements for Ionosphere Products and Services //Modeling the Ionosphere–Thermosphere System. – 2013. – С. 299.

155. Vokhmyanin M. V., Stepanov N. A., Sergeev V. A. On the evaluation of data quality in the OMNI interplanetary magnetic field database //Space Weather. – 2019. – T. 17. – №. 3. – C. 476-486.
156. Vorobev A. V. et al. Short-term forecast of the auroral oval position on the basis of the " virtual globe" technology //Russian Journal of Earth Sciences. – 2020. – T. 20. – №. 6.
157. Weimer D. R. Predicting surface geomagnetic variations using ionospheric electrodynamic models //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2005. – T. 110. – №. A12.
158. Weygand J. M. et al. Application and validation of the spherical elementary currents systems technique for deriving ionospheric equivalent currents with the North American and Greenland ground magnetometer arrays //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 2011. – T. 116. – №. A3.
159. Whitehead J. D. The formation of the sporadic-E layer in the temperate zones //Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. – 1961. – T. 20. – №. 1. – C. 49-58.
160. Wiese W. L., Smith M. W., Glennon B. M. Atomic transition probabilities. Volume 1. Hydrogen through neon //National Bureau of Standards: Washington, DC, USA. – 1966.
161. Woodraska D. L., Woods T. N., Eparvier F. G. In-flight calibration and performance of the Solar Extreme ultraviolet Experiment (SEE) aboard the TIMED Satellite //Instruments, Science, and Methods for Geospace and Planetary Remote Sensing. – International Society for Optics and Photonics, 2004. – T. 5660. – C. 36-47.