

**М.Ю. Аршинов, Б.Д. Белан, В.К. Ковалевский, Т.М. Рассказчикова,  
Т.К. Складнева, Г.Н. Толмачев**

## **Роль солнечной активности в многолетней изменчивости фотохимических компонентов воздуха в нижней тропосфере**

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 16.09.2002 г.

Авторами данной статьи ранее было установлено, что компоненты воздуха, имеющие фотохимическую природу, изменяются в многолетнем ходе с 11-летней периодичностью. При этом концентрации озона и аэрозоля в своем ходе отстают от изменения солнечной активности на 2–3 года.

Для нахождения причин этого явления последовательно были проанализированы озонный механизм, последствия вариаций прихода УФ-радиации, которые вывели на промежуточный механизм, обусловленный, по-видимому, взаимодействием усиливающейся УФ-радиации с растительностью. В начале процесса роста УФ-радиации происходит угнетение растений, после 1–2-годового процесса адаптации у них усиливается продуктивность, что приводит к выбросу в атмосферу дополнительного количества озон- и аэрозолеобразующих веществ. Эта гипотеза проверена с помощью нормализованного индекса вегетации и дала хорошие результаты.

На основе выявленных закономерностей составлен прогноз изменения концентрации озона и аэрозоля на период с 2003 по 2008 г.

### **Введение**

Многолетний мониторинг состава воздуха, начатый нами еще в начале 80-х гг., позволил выявить вариации среднегодовых концентраций озона и аэрозоля с периодом, близким к 11-летнему. Такой период, по современным представлениям, является отражением солнечной активности. Однако до настоящего момента неясен механизм передачи сигнала от Солнца в нижнюю тропосферу. Поэтому в данной статье по имеющимся публикациям делается попытка анализа установленных солнечно-земных связей и сопоставления их с результатами измерений, выполненных авторами.

Еще в глубокой древности люди обратили внимание на то, что многие процессы на Земле зависят от активности Солнца. Являясь гигантским плазменным шаром, обеспечивающим все земные процессы энергией, оно одновременно подвержено внутренним динамическим процессам [1, 2], которые получили название солнечной активности.

Одним из первых, кто всесторонне исследовал проявление солнечной активности в ходе физических, химических, биологических и даже социальных процессов, был А.Л. Чижевский [3]. Им статистически установлена связь интенсивности солнечной активности, выраженная числами Вольфа [4], с изменением климата, уровня воды замкнутых озер, времени цветения растений, скорости их роста, урожайности, периодов наступления эпидемий, пандемий, всплесков заболеваемости людей сердечно-сосудистыми заболеваниями, социальных катаклизмов и т.п.

Дальнейшие исследования многих ученых дополнили и расширили данные о солнечно-земных

связях, позволили разобраться в механизмах их прохождения в верхних слоях атмосферы. Их обобщение имеется в [5]. Важнейшие из них следующие.

1) Связи «солнечная активность – биологические процессы» контролируются метеорологическими явлениями. Причем их влияние не сводится к воздействию традиционных погодных факторов – температуры, парциального давления кислорода и т.п. Оно заключается в фитотроне.

2) Гелиобиологические связи проявляются раздельно при разных эффектах солнечной активности, т.е. обнаруживаются отдельно эффекты хромосферных вспышек, следующих за ними магнитных бурь, смены знака межпланетного магнитного поля и т.д. Отдельные виды возмущений для конкретного объекта сложным образом интерферируют, могут взаимно усиливать или нивелировать друг друга. Каждый источник возмущений обладает характерным временным масштабом воздействия.

3) Эффекты воздействия, аналогичные гелиобиологическим, имеют место и в физико-химических процессах. Поэтому влияние солнечной активности – универсальное общеприродное явление.

В табл. 1 собраны по работам [4, 5] проявления солнечной активности в различных видах геофизических полей.

Из табл. 1 следует, что энергетически значимые известные геофизические поля подвержены влиянию солнечной активности сверхмалой интенсивности. Те же, у которых множитель составляет 10–100 раз, либо энергетически малы для природной среды, либо эффективны лишь в верхних слоях атмосферы и не могут влиять непосредственно на объекты в приземной атмосфере.

Таблица 1

Физический фактор	Эффект	Амплитуда измерений
Метеопараметры	Зависят от широты и региона. Смена типов циркуляции атмосферы. Интерференция	Синоптический масштаб
Концентрация аэроионов	Интерферирует с погодными и региональными условиями	Множитель 2
Радиоактивность атмосферы ( $Rn^{222}$ )	Возрастает во время магнитных бурь (исключая морские бассейны)	Множитель 3
Электрическое поле атмосферы	Зависит от широты. Солнечные вспышки. 11-летний цикл	Множитель 1,5–2
Геомагнитное поле (индекс $A_p$ )	Зависит от широты. Все виды солнечной активности	Множитель 10
Атмосферика ( $f < 100$ кГц)	– « –	Множитель 100
Космические лучи	– « –	Несколько процентов
УФ-излучение в полосе Б	27-дневный период. 11-летний цикл	2–4%
Атмосферный интразвук	Магнитная активность	Множитель 2
Напряженность геомагнитного поля	Все виды солнечной активности	Не более 1%

При этом из табл. 1 не следуют очевидные механизмы передачи сигнала от Солнца к перечисленным полям. Возможно, поэтому в научной литературе появились предположения о биологическом действии векторного потенциала электромагнитного поля; о действии «моря» реликтовых холодных нейтрино; о наличии «микролентного газа», «торсионных полей» [4]. Однако научной базы под этими предположениями пока не существует.

Достаточно детальное рассмотрение основных каналов передачи энергии от Солнца к Земле имеется в обзорах [6–9]. Согласно [6] начнем с рассмотрения общей картины взаимодействия солнечных и космических лучей с межпланетной средой, магнитосферой, ионосферой, нейтральной атмосферой и поверхностью Земли. На рис. 1 представлена структура взаимосвязей между наиболее важными каналами поступления энергии от Солнца и теми слоями атмосферы, которых достигают излучения той или иной длины волны.

Из рис. 1 видно, что большая часть солнечной энергии расходуется уже в верхней атмосфере. Тропосферы достигают в основном солнечные лучи видимой области света, значительно ослабленной УФ-области спектра, и в незначительных количествах вспышечные протоны и космические лучи. Повидимому, искать ответ о механизме передачи сигнала от Солнца к Земле следует в тех каналах, которые энергетически более обоснованы.

Для характеристики солнечной активности используется достаточно широкий перечень показателей. Основные из них приведены в табл. 2 по данным [5].

Помимо перечисленных в табл. 2, рядом ученых введены еще и комплексные показатели. Их характеристики можно найти в [10].

Из приведенных выше общих схем (табл. 1 и 2, рис. 1) не выявляется четкого механизма, по которому передается сигнал от Солнца в нижние слои тропосферы. Поэтому обратимся к работам, рассматривающим отдельные аспекты проблемы солнечно-земных связей.

### Конденсационный кластерный механизм

Кластерный механизм определяется корпускулярным излучением, проникающим в глубину атмосферы и частично достигающим земной поверхности [6, 11]. Непрерывно поступающий в атмосферу из космоса поток галактических космических лучей тратит основную часть энергии в нижней стратосфере и верхней тропосфере. По данным аэростатных измерений скоростей ионообразования, максимум концентрации ионов обнаруживается на высотах 12–20 км. Ионизация воздуха в верхней тропосфере способствует образованию множества ядер конденсации, на которых в условиях низких температур ( $-40$ – $-50$  °C) активно сублимируется водяной пар и формируется перистая облачность. По данным [11], в период усиления поступления космических лучей имело место увеличение концентрации аэрозольных частиц радиусом от 0,1 до 1 мкм в 2–4 раза.

Поскольку интенсивность галактических космических лучей моделируется солнечной активностью (глубина модуляции достигает 30%), то на метеорологические процессы налагаются все периодичности, свойственные ее магнитной компоненте. Помимо галактических космических лучей в реализации конденсационного кластерного механизма участвуют

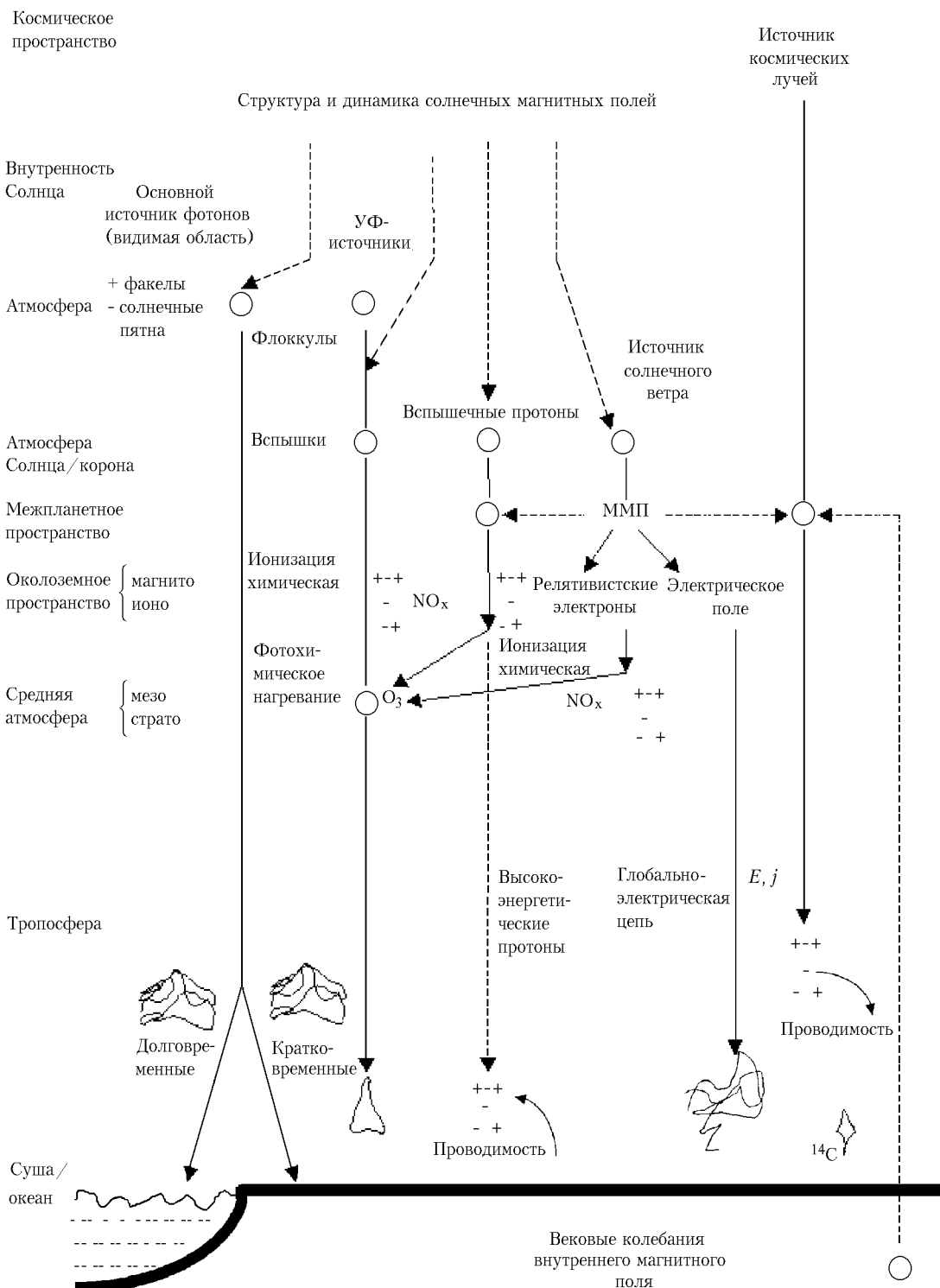


Рис. 1. Схематическое представление поступления энергии от Солнца и из космоса по различным каналам, иллюстрирующее их непрерывную или спорадическую изменчивость (волновые или ступенчато-волновые обозначения), и слои атмосферы, которые могут подвергаться воздействию этой изменчивости [3]. Некоторые обозначения:  $E, j$  – напряженность электрического поля и ток в атмосферной электрической цепи; ММП – межпланетное магнитное поле; NO<sub>x</sub> – окислы азота, образующиеся под воздействием солнечных протонов; <sup>14</sup>C – радиоактивный изотоп углерода, образующийся под воздействием галактических космических частиц; O<sub>3</sub> – озон, образующийся под воздействием солнечного УФ-излучения с  $\lambda < 242$  нм; факелы и флоккулы – солнечные фотосферные и хромосферные магнитные структуры, обладающие повышенной яркостью

Таблица 2

Индекс и принятые обозначения	Исходный материал для образования индексов. Вид наблюдений по международной классификации	Физический смысл и особенности индекса	Временной интервал	Метод вычисления индексов	Пределы изменения. Длина ряда	Примечания
1	2	3	4	5	6	7
Числа Вольфа. Относительные числа солнечных пятен $R$ , $W$	Изображение Солнца в белом свете (фотогелиограммы). $R = K(10g + f)$ , $g$ – число групп пятен; $f$ – общее число пятен; $K$ подбирается для каждого телескопа	Физический смысл не ясен. Придает большой вес отдельным мелким пятнам. Среднемесячное $R$ характеризует запятненность всей поверхности Солнца	Определяется ежедневно. Имеет смысл среднемесячное значение, лучше сглаженное за несколько месяцев	Определяется многими обсерваториями. Данные имеются в МЦД Б2	От 0–3 до 150–250. С 1749 г.	$R_Z$ – цюрихское значение; $R_1$ или $-R_0$ американское значение
Сумма площадей солнечных пятен $S$	Фотогелиограммы $S = \sum_i S_i$ – суммирование по всем пятнам; $S_i$ – площадь пятна	Грубо отображает магнитный поток в группах пятен. Завышает роль больших пятен с развитой полутью	Используются среднемесячные значения (определяется ежедневно)	Определяется многими обсерваториями. Данные имеются в МЦД Б2	От 0 до нескольких тысяч м.д.п. 85% групп меньше 250 м.д.п., но бывают группы до $2 \cdot 10^3$ м.д.п. С 1874 г.	М.д.п. – миллионная доля площади полушария Солнца
Поток радионизлучения $F_\lambda$ (чаще всего на 2800 МГц или 10,7 см)	Записи радиоизлучения Солнца. Выражается в солнечных единицах потока (с.е.п.) $10^{22}$ Вт/м <sup>2</sup> . Иногда $F_\lambda$ наблюдаемое пересчитывается к $F_\lambda$ на расстоянии 1 а.е. от Солнца $F_a$	Характеризует изменения температуры и плотности на всей площади всех активных областей видимого диска (не только в пятнах)	Временные изменения хорошо коррелируют с изменением $R$ и $S$ . Может оказаться удобной характеристикой ежедневной активности	Определяется многими радиоастрономическими учреждениями, но разброс между абсолютными значениями разных обсерваторий очень велик	$F_{10,7}$ меняется в пределах 50–300 с.е.п.; приводятся средние значения за сутки или значения на определенное время суток (обычно местный полдень)	Иногда приводится в трехбалльной системе изменчивости за день. Определяется независимо от погоды, может служить мерой малого рентгеновского излучения Солнца (1–100 Å)
Ежедневный кальциевый индекс $I_{Ca(II)}$	Кальциевые спектрогелиограммы $I_{Ca} = \frac{1}{1000} \sum_i I_i A_i \cos \theta_i \cos \varphi_i$ , $\theta_i$ – угловое расстояние от центрального меридиана; $\varphi_i$ – гелиоширота; $I_i$ – яркость по 5-балльной шкале; $A_i$ – площадь в м.д.п.	Индекс учитывает площади и мощности всех активных областей. Чувствителен к изменению напряженности магнитного поля. Преувеличивается роль неактивных больших флоккульных полей	Применяются ежедневные значения	Вычисляется в США в ионосферной лаборатории Пенсильванского университета	0–100 С 1958 г.	Приводится суммарная площадь кальциевых флоккулов на каждый день
Ежедневный индекс вспышечной активности $I_f$	$H_\alpha$ – кинофильмы патруля вспышек Солнца $I_f = 0,76/T^* \sum A_\alpha$ , $A_\alpha$ – неисправленное за перспективой сокращение площади в $10^{-6}$ долях площади диска Солнца; $T^*$ – эффективное время патруля, мин	Дает представление об энергии, выделяемой при нестационарных процессах	Суточная характеристика. Эффекты вспышек исследуются методом наложения эпох	Вычисляется МЦД, $A_\alpha$ – по данным мировой сети станций хромосферного патруля	0–500. С 1969 г.	Сильно зависит от погоды. По $I_f$ прогнозов нет. Делаются прогнозы вспышек на каждый день в различных прогностических центрах

1	2	3	4	5	6	7
Направление межпланетного магнитного поля ММП (знак поля)	Записи магнитного поля Земли на полярных обсерваториях «Восток» и «Туле»	Геоэффективность солнечной активности иногда зависит от направления ММП, от пересечения Землей границ секторов ММП (т.е. от перемены знака ММП). «+» направление ММП от Солнца к Земле	Характеристика направления ММП во время наблюдений	Определяется по данным полярных станций в ИЗМИРАН СССР по методике С.М. Мансурова и Svaalgard (Boulder, BSA). Точные определения знака и величины напряженности ММП получаются с помощью ИСЗ	С 1926 г.	Вероятность правильной оценки знака ММП по данным наземных станций 80–90%

и солнечные космические лучи. Согласно [12] воздействие солнечных космических лучей на микрофизические и оптические параметры верхней тропосферы можно выделить даже при не очень мощных вспышках на Солнце.

Конденсационный механизм принимает участие также в формировании воздействия вариаций солнечной активности через низкоскоростные потоки солнечного ветра [13]. Кроме прямых воздействий на магнитосферу Земли, солнечный ветер непрерывно сносит в ионосферу электрические заряды, изменяя тем самым ее потенциал. Усиливающиеся вертикальные электрические токи интенсифицируют микрофизические процессы в облаках. Согласно выводам авторов [13] скорость нуклеации и начального роста ледяных кристаллов сильно зависит от скорости нарастания числа зарядов на переохлажденных каплях. Выделяемое при стимулированном замерзании переохлажденных капель тепло должно интенсифицировать вертикальные движения в атмосфере, влиять на общую циркуляцию атмосферы, изменения которой могут проявляться как долговременные эффекты и реализовываться в ходе 11-летнего цикла солнечной активности.

Таким образом, конденсационный механизм приводит к уменьшению поступления солнечной радиации. По данным [14], изменения прихода солнечной радиации с вариациями галактических космических лучей составляют  $\pm 4-6\%$ . Это может играть роль энергетического источника возмущений крупномасштабной атмосферной циркуляции, наблюдаемых в 11-летнем цикле солнечной активности.

### Озонный механизм усвоения и фильтрации солнечного излучения

Расположенный между мезосферой и стратосферой слой озона играет важную роль в формировании демпфирующе-связывающего механизма между систематически и спонтанно действующими факторами солнечной активности и погодно-климатическими изменениями.

Озонный механизм воздействия солнечной активности определяется сложной системой физико-химических процессов, протекающих под одновре-

менным, но разнородным воздействием всех солнечных факторов на освещенной стороне Земли и только их части на ночной [6]. Наиболее существенное влияние на состояние озонового слоя оказывают солнечная радиация в УФ-области спектра ( $\lambda < 242$  нм) и космические лучи галактического и солнечного происхождения. Общее содержание озона (ОСО) под действием различных изменяющихся компонент солнечного излучения может изменяться по-разному. Так, усиление потока излучения  $\lambda < 310$  нм будет приводить к увеличению ОСО, и наоборот [15]. Вспышки солнечных космических лучей должны приводить к образованию избыточной окиси азота в средней атмосфере [16], а та, в свою очередь, будет модифицировать механизм генерации и стока озона в стратосфере [17].

Недавно появилось два обширных обзора [18, 19], посвященные анализу динамики озона и ОСО, в которых выявлены многолетние тренды этой компоненты атмосферы. Вместе с тем у ОСО и солнечной активности не обнаруживается постоянной устойчивой взаимосвязи [6]. В одни десятилетия корреляция рядов положительна, в другие положительна кросс-корреляция со сдвигом 3–4 года, а для периода 1933–1959 гг. для станций Северного полушария была найдена отрицательная корреляция. Вероятно, что в разных 11-летних циклах солнечной активности в динамике озоносферы определяющую роль играют разные воздействующие факторы. И только в одной работе [20] не обнаружено статистически значимых изменений ОСО для 19 протонных событий и 21 случая уменьшения галактических космических лучей. Этот результат, очевидно, закономерен, так как ОСО определяется двумя механизмами: генерацией озона вблизи уровня 50 км и накоплением его в слое ниже 30 км, где он является консервативной примесью [21]. Возможно, заряженные частицы и вызвали какой-то кратковременный эффект на высоте 50 км, однако его вклад в ОСО, скорее всего, оказался незначительным.

Тем не менее поскольку долговременные изменения концентрации озона в стратосфере, что почти равнозначно изменению ОСО, зафиксированы [15–19], то, учитывая высокую активность озона, это должно отразиться на других атмосферных процессах. Можно выделить два возможных варианта, каж-

дый из которых связан с поглощением озоном солнечного излучения в УФ-области спектра.

Уменьшение или увеличение концентрации озона в стратосфере будет приводить к понижению или повышению температуры воздуха на этих высотах. Согласно результатам [19] тренд ОСО в 1979–1994 гг., обусловленный в основном потерей озона в нижней стратосфере, сопровождался трендом снижения температуры на этих же высотах (около 0,6 °С за 10 лет).

Изменение температуры воздуха может привести к усилению или ослаблению градиентов давления, а соответственно, и к нарушению циркуляции воздуха. Эта гипотеза проверялась на модели общей циркуляции ИВМ РАН в [22]. Модельные данные изменения концентрации озона по форме очень похожи на фактически наблюдаемую разность давлений, но его величина примерно в 1,5 раза меньше наблюдаемой.

По расчетам [19], снижение содержания стратосферного озона, начиная с 1980-х гг., может скомпенсировать примерно 30% «парникового» потепления глобального климата.

Вариации ОСО должны сказываться и на изменении УФ-излучения, поступающего в тропосферу, вызывая в ней различные эффекты, которые будут рассмотрены ниже.

Согласно первым опубликованным данным о реакции УФ-излучения на спад ОСО в 1992–1993 гг. были получены противоречивые результаты. Так, по данным [23], спад уровня ОСО не сопровождался увеличением потока УФ-лучей. Результаты [24] говорят об обратном: после снижения уровня озона в 1992–1993 гг. в северных средних широтах имело место усиление УФ-излучения.

В последующие годы многие исследователи изучали этот вопрос и получили интересные результаты. Поэтому целесообразно остановиться на них подробнее.

В [25] по измерениям в Антарктиде для двух периодов 1979–1980 гг. и 1990–1994 гг., когда наблюдалось уменьшение ОСО, было выявлено, что прирост УФ-радиации в полосе 295–310 нм достигал 50–65%. Авторы [26] выявили, что долгосрочные изменения УФ-Б солнечного излучения, связанные с изменениями озона на 4,5% за 10 лет, составили 10% на  $\lambda = 305$  нм, а двухлетние изменения ОСО на 8% отразились на  $\lambda = 295$  нм на 21%.

Исследования, проведенные по Всемирной климатической программе [27], показали, что на протяжении почти семилетнего периода наблюдений в Лодере не было зафиксировано трендов в УФ-радиации. Такой результат закономерен, так как в этот период не было трендов ОСО.

Данные [28], полученные в Шотландии, свидетельствуют о росте УФ-радиации на 35% в течение 1986–1992 гг., когда ОСО уменьшилось на 10%. Рост УФ-Б-радиации от 3 до 10% в год, при уменьшении ОСО, зафиксирован в Барроу на Аляске [29].

Проведенные в последнее время наблюдения в горах показали [30], что с ростом высоты происходит значительное усиление УФ-радиации, обуслов-

ленное уменьшением толщи атмосферы и изменением ее оптических свойств. По данным наблюдений [31], в Швейцарских Альпах подобное усиление достигло 9–23% на 1 км. Согласно данным Кабрера [32] в регионе Чили наблюдался вертикальный градиент УФ-Б-радиации, равный 4–10% на 1 км, а вблизи Сантьяго он возрастал до 40% на 1 км. Таким образом, значительная часть УФ-радиации расходуется в нижнем 1-км слое.

Обобщение наблюдаемых изменений УФ-Б-радиации имеется в [19]:

1. Обнаружено значительное усиление УФ-излучения, обусловленное озоновой дырой в Южном полушарии. Результаты численного моделирования и данные измерений усиления УФ-излучения хорошо согласуются.

2. Измерения УФ-излучения при ясном небе в средних широтах Южного полушария обнаружили более высокие значения, чем в соответствующих точках Северного полушария. Это согласуется с различиями в неодинаковом уменьшении ОСО и расстоянии Солнце – Земля в соответствующие сезоны.

По данным измерений 1992–1993 гг., в средних и высоких широтах Северного полушария обнаружены локальные возрастания УФ-Б-излучения. Спектральные сигнатуры усиления излучения полностью указывают на влияние аномально низких уровней ОСО в эти годы, а не на следствие изменчивости облачного покрова или загрязнения тропосферы.

Расчеты показывают, что усиление УФ-излучения при ясном небе в период 1979–1993 гг. за счет изменений ОСО максимально на коротких длинах волн и в высоких широтах.

Рассеяние УФ-излучения стратосферным аэрозолем, возникшим после извержения вулкана Пинатубо, не повлияло заметным образом на общий уровень приземной УФ-радиации [33].

Увеличение УФ-радиации может иметь и положительное и отрицательное значение. Эти вопросы рассмотрим чуть ниже. В следующем разделе вернемся еще к одному возможному механизму передачи сигнала от Солнца к Земле.

## **Прямое воздействие изменений внеатмосферного спектрального распределения солнечной радиации**

В обычных условиях (отсутствие на Солнце каких-либо событий) поступление УФ-солнечной радиации достаточно постоянно и составляет 5–7% от всего интегрального потока [34, 35]. При этом приток УФ-радиации хотя и зависит от погодных условий, но в целом пропорционален притоку интегральной радиации. Это позволило авторам [36] предложить аппроксимирующую формулу, которая дает возможность с погрешностью около 15% рассчитывать суточную экспозицию земной поверхности солнечной УФ-Б-радиацией:

$$Q = 6,13(1 + 0,18R) \times \int_{t_1}^{t_2} dt \{ \exp[-K(b)x(t)] [\exp(0,8 \sin V - 1)]^{2,16} \}.$$

Здесь  $Q$  – суточная экспозиция земной поверхности УФ-Б-радиацией, Вт·ч/м<sup>2</sup>;  $R = 1$  при наличии снежного покрова и  $R = 0$  при его отсутствии;  $V$  – угол Солнца над горизонтом в момент времени  $t$ ;

$$K(b) = 0,0388 + 0,000532 \{1 + \text{th}[2,3(b - 8,28)]\} + 0,0002[1 + \text{th}(b - 5,56)] + 0,000033 \{1 + \text{th}[3,6(b - 1,5)]\};$$

$b(t)$  – количество общей облачности в баллах;  $x(t)$  – общее содержание озона (е.Д);  $t_1$  и  $t_2$  – время восхода и захода Солнца соответственно.

Развитие абсолютной спутниковой радиометрии [37–39] обеспечило климатологам многолетние ряды данных по межсуточным вариациям интегральной солнечной постоянной, ее 27-суточным периодичностям, 11-летнему циклу солнечной активности. Основные результаты обработки полученных данных обобщены в [7]. Оказалось, что среднегодовая величина интегральной солнечной постоянной изменялась в ходе 11-летнего цикла солнечной активности в пределах 0,1%, 27-суточные вариации, обусловленные вращением Солнца, не превышают 0,3%. Следовательно, величина вариаций притока солнечной радиации в многолетнем разрезе незначительна. Тем не менее, признавая такие результаты, авторы [40] обращают внимание на тот факт, что даже эти маленькие вариации синхронизированы с 11-летними солнечными циклами.

Полученные результаты по малой изменчивости интегральной солнечной постоянной привели авторов [7] к выводу о необходимости рассмотрения спектральных вариаций внеатмосферного излучения Солнца. Проведенный ими анализ данных наблюдений показал, что при прохождении активной области через центральный меридиан Солнца и при стечении ряда солнечно-связанных обстоятельств происходит «подсвечивание» Земли спектральным излучением с максимумом интенсивности вблизи 410 нм и с аномальным спектральным ходом. Наибольшее увеличение интенсивности радиации обнаружено в диапазоне 330–430 нм. При этом избыточное излучение генерируется очень малой частью ( $10^{-7}$ ) поверхности солнечного диска.

Согласно [2] учет вклада в светимость Солнца темных пятен и светлых факелов показывает их взаимную компенсацию (с точностью до 10%). Многолетний ход свидетельствует об 11-летних колебаниях светимости всего солнечного шара, которые развиваются не строго синхронно с циклами активности. Так, ход светимости на фазе роста 11-летнего цикла пятен отставал на 1 год от хода чисел Вольфа, а на фазе спада цикла, наоборот, опережал на 1,75 года ход чисел Вольфа.

Таким образом, на фоне относительного постоянства интегрального притока от Солнца к Земле существуют флуктуации в спектральном составе радиации.

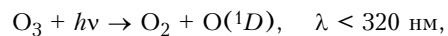
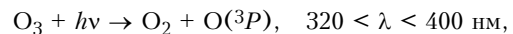
## Возможные следствия изменений притока УФ-радиации в тропосфере

Из вышеизложенного следует, что в результате изменения солнечной активности в тропосферу может поступать дополнительное количество УФ-радиации. В этом разделе, не акцентируя внимание на механизм, по которому будут инициироваться колебания количества приходящей УФ-радиации, рассмотрим возможные последствия для атмосферы и биосферы этих колебаний.

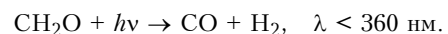
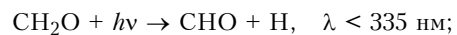
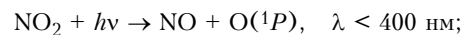
На наш взгляд, возможно анализировать два направления. Первое заключается в том, что УФ-радиация является первопричиной прохождения фотохимических процессов, в результате которых могут генерироваться озон и микродисперсная фракция аэрозоля [41]. Следовательно, будет изменяться химический состав воздуха. Второе – менее изученное, несмотря на большое число публикаций, – реакция биосферы на изменение УФ-облученности. Здесь имеется в виду растительность, которая дает гигантское количество вещества для образования озона и аэрозоля, что в конечном итоге также приведет к изменению состава воздуха.

Вначале остановимся на изменении интенсивности фотохимических процессов.

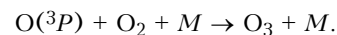
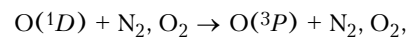
Согласно [42, 43] началом фотохимических процессов в тропосфере является фотолиз имеющегося здесь озона по одной из следующих реакций:



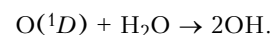
или других веществ, имеющих, как правило, антропогенное происхождение:



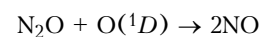
Приблизительно 90% образовавшихся по второй реакции атомов  $\text{O}(^1D)$  при взаимодействии с молекулами воздуха переходят в основное состояние  $\text{O}(^3P)$  и вновь преобразуются в озон:



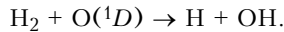
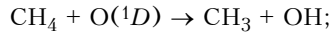
Оставшиеся 10%  $\text{O}(^1D)$  при нормальных условиях реагируют с водяным паром с образованием гидроксила:



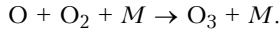
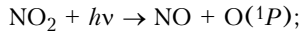
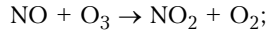
Кроме того,  $\text{O}(^1D)$  может взаимодействовать с закисью азота, переводя ее в весьма реактивный оксид азота [44]:



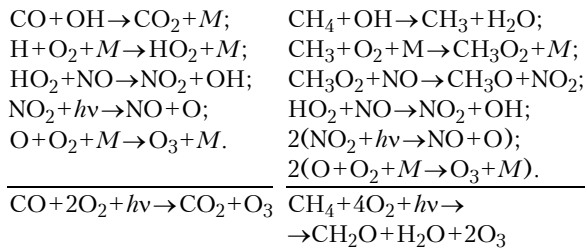
с метаном и водородом с образованием гидроксила:



Дальнейшее поведение воздушной системы зависит от концентрации малых газовых примесей. При отсутствии СО или углеводородов в нижней тропосфере устанавливается фотохимическое равновесие между оксидами азота и озоном:



Если же в воздухе присутствуют оксиды азота, оксид углерода или углеводороды, то начинается генерация озона по одной из нижеприведенных схем:



Из приведенных схем видно, что фотохимические процессы могут начаться только при наличии квантов УФ-излучения с  $\lambda < 400$  нм. Известно, что нижних слоев тропосферы достигает солнечная радиация в диапазоне  $\lambda = 295\div 400$  нм. Следовательно, необходимая первоначально фотодиссоциация по вышеприведенным реакциям должна иметь место.

Скорость фотодиссоциации молекул озона можно определить по формуле [45]:

$$J = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_\lambda \sigma_\lambda \phi_\lambda d\lambda,$$

где  $\sigma_\lambda$  – сечение поглощения молекулами озона излучения с длиной волны  $\lambda$ ;  $\phi_\lambda$  – квантовый выход, характеризующий вероятность диссоциации молекулы после поглощения кванта света с длиной волны  $\lambda$ .

Поток излучения  $F_\lambda$ , определяющий скорость фотодиссоциации на уровне  $z$ , описывается уравнением

$$F_\lambda(z) = F_\lambda^0 \exp[-(\tau_n + \tau_p)] + F_\lambda^P(z, A),$$

где  $F_\lambda^0$  – поток внеатмосферного солнечного излучения;  $\tau_n$  и  $\tau_p$  – оптические толщи, обусловленные поглощением и рассеянием излучения вдоль направления его распространения;  $F_\lambda^P$  – поток излучения, рассеянного газами, аэрозолем и подстилающей поверхностью с альбедо  $A$ .

Из последних двух уравнений следует, что при прочих равных условиях чем больше  $F_\lambda^0$ , тем больше скорость фотодиссоциации озона и тем больше его должно образоваться в ходе фотохимических процессов.

В [46, 47] предприняты попытки численно оценить увеличение скорости диссоциации при реально

наблюдаемых изменениях УФ-радиации при изменении солнечной активности. В [46] было получено, что рост УФ на несколько процентов может приводить к увеличению образования  $\text{O}(^1D)$  и  $\text{OH}$  в чистых условиях до 50% и в загрязненных до 75%. Подобный же результат имеется и в [47].

Авторы [48] обратили внимание на обратный ход ОСО и тропосферного озона в районе Томска. Из-за отсутствия данных измерений УФ-радиации ими было рассчитано относительное изменение скорости фотодиссоциации, эквивалентное вариациям ОСО, и сопоставлено с величиной изменения приземной концентрации озона. Оказалось, что различия между расчетными и экспериментальными данными не превышают 5%.

В [49] с помощью фотохимической модели проведены расчеты воздействия изменений суммарного озона на химию тропосферы. Показано, что уменьшение ОСО от 320 до 270 е. Д. и соответствующее увеличение уровней УФ-излучения привели к возрастанию формирования радикалов и фотохимической активности.

В работе [50] было проведено прямое измерение скоростей фотоллиза ряда компонент воздуха, имеющих фотохимическое происхождение. Полученные результаты подтвердили как теоретические положения, так и эмпирические оценки.

И наконец, в [51] обращено внимание на тот факт, что вблизи земной поверхности в загрязненных регионах увеличение концентрации примесей за последние 50–100 лет погасило эффект увеличения УФ-Б-радиации. В таких районах оно проявляется выше пограничного слоя.

Таким образом, в настоящее время есть данные, как расчетные, так и экспериментальные, подтверждающие роль УФ-радиации в изменении состава воздуха.

## Возможная реакция растительности на изменение УФ-радиации в тропосфере

Согласно [52] растительность и Мировой океан дают почти третью часть примесей воздуха, которые участвуют в фотохимических процессах. А поскольку растения и фитопланктон океана должны реагировать на изменение притока УФ-радиации, то настоящий раздел и посвящен анализу таких процессов. Это важно, так как биосфера обладает удивительной устойчивостью к внешним воздействиям [53]. Как показано в [54], биота Земли действует по известному принципу Ле Шателье: при возникновении внешних возмущений, нарушающих состояние окружающей среды, в биосфере происходят процессы, компенсирующие эти возмущения.

Реакция растений на изменение УФ-облученности рассматривается в целом ряде работ [34, 35, 55–58]. Основные их результаты можно обобщить следующим образом.



Коротковолновой границей спектра для фотосинтеза зеленых растений можно считать  $\lambda = 330$  нм. Более коротковолновая ( $\lambda < 330$  нм) УФ-радиация резко подавляет фотосинтез.

Одним из основных вопросов, возникающих при исследовании влияния УФ-радиации на растения, является выяснение общего характера действия УФ-радиации на растения, а именно: является ли это действие стимулирующим или угнетающим. Рядом экспериментов установлено, что УФ-излучение  $\lambda < 295$  нм обладает устойчиво угнетающим действием. Характер действия на растения УФ-радиации области Б ( $\lambda = 295\div 320$  нм) зависит от дозы: при малых (для данного растения) дозах происходит стимуляция, при больших – угнетение. Сведения о дозах для отдельных видов биологических объектов имеются в [59–61]. Для оценки пороговой дозы УФ-радиации, опасной для растений, а также для изучения их чувствительности 2500 растений 19 различных видов облучались бактерицидной радиацией с длиной волны 253,7 нм [34]. В результате эксперимента было показано, что пороговая доза облучения для разных видов растений варьировала в отношении 1:50. Минимальная ее величина соответствовала летальной дозе для микроорганизмов.

Важно подчеркнуть, что УФ-радиация области Б даже в больших дозах полезна для высокогорных растений, но только в малых дозах она переносится растительностью низменностей.

Кроме того, УФ-Б-радиация интенсивно поглощается белком, хлорофиллом и другими веществами, поэтому ее усиление сказывается на жизнедеятельности растений. Имеющиеся данные свидетельствуют о влиянии этого диапазона волн на форму и развитие растений.

УФ-радиация областей А ( $\lambda = 330\div 400$  нм) и Б ( $\lambda = 295\div 320$  нм) не ускоряет прорастание семян, но после их прорастания УФ-облучение способствует развитию крепкого и выносливого растения. Облученные ультрафиолетом семена овощей и цветов сохраняют всхожесть при хранении в закрытых сосудах в течение 10 лет, а в обычных условиях лишь в течение 5 лет.

Таким образом, есть все предпосылки считать, что растительность будет реагировать на изменение притока УФ-Б-радиации.

Поскольку речь идет об изменении состава воздуха, то возникает вопрос о легколетучих органических соединениях, которые выделяют растения в атмосферу. обстоятельное исследование этого вопроса выполнено В.А. Исидоровым [62]. Были определены состав выделений для большого количества видов растений, скорость и объем эмиссии, зависимость скорости эмиссии от температуры воздуха. Последнее имеет важное значение для нашего анализа, так как температура приземного воздуха пропорциональна притоку солнечной радиации.

В ряде работ, помимо температуры воздуха, еще учитывалась и солнечная радиация. Так [63], в районе Средиземного моря в 1993–1997 гг. измерялись

эмиссии изопрена и монотерпенов от 40 видов растений. Величины эмиссии были коррелированы с температурой и фотосинтетически активной радиацией. Измерения, выполненные над болотами в Швеции [64], также показали, что наибольшего воздействия на величины эмиссий изопрена и других летучих соединений оказывают колебания температуры и солнечного света. Измерения выделений от 34 видов сосен в Калифорнии показали [65], что эмиссия осуществлялась только на свету и экспоненциально нарастала до температуры 35 °С. Выше 42 °С скорость эмиссии быстро уменьшалась.

Следовательно, увеличение притока УФ-энергии при усилении солнечной активности будет приводить к повышению температуры и усилению выбросов легколетучих органических соединений, если доза УФ-Б-излучения не будет превышать деструктивный уровень для данного вида растений.

Однако в период усиления фотохимических процессов вследствие роста УФ-Б-радиации и увеличения эмиссии озonoобразующих веществ в воздухе должны образовываться токсичные соединения, которые будут угнетать растительность, т.е. возникнет обратная связь. По данным [66], увеличение концентрации озона выше уровня 30 мкг/м<sup>3</sup> может приводить к потере продуктивности растительности до 50%. С.М. Семенов с сотрудниками рассчитали потери урожая для Европы от повышенного содержания озона [67]. Оказалось, что в период с 1991 по 1994 г. эта величина составляла в среднем 6–17%, в зависимости от страны. По-видимому, на такую же величину должна изменяться и эмиссия легколетучих соединений. Помимо снижения продуктивности растений приземный озон вызывает повреждение листвы, а также приводит к сдвигам конкурентоспособных преимуществ отдельных видов растительности в смешанных популяциях [19].

Подводя итог анализу, можно сделать вывод о том, что имеются реальные предпосылки для выяснения механизма передачи сигнала от Солнца к Земле, который, возможно, осуществляется через состав тропосферного воздуха.

## Исходные материалы

Для исследования использовались данные измерений аэрозоля с помощью самолетов-лабораторий Ил-14 и Ан-30 «Оптик-Э» и TOR-станции. Привлекались результаты спутникового зондирования НОАА и НАСА, в необходимых случаях – синоптические карты.

Помимо статистических методов обработки данных использовался метод наложения эпох, обычно используемый при исследовании солнечно-земных связей [2–5]. В настоящем разделе дается характеристика используемого материала.

Описание самолетов-лабораторий Ил-14 и Ан-30 «Оптик-Э» имеется в [68, 69]. Для измерения счетной концентрации аэрозоля на них использовался

фотоэлектрический счетчик частиц АЗ-5 со специально разработанным параллельным анализатором. Счетчик измеряет количество частиц в единице объема в диапазоне диаметров от 0,4 до 10 мкм по 12 каналам, разбитым по логарифмической шкале. Погрешность измерений не превышает 20%. Поскольку в сложных условиях работы на борту самолета (вибрации, перепады температуры от  $-40$  до  $+40$  °С и т.п.) счетчик часто выходил из строя, для сопоставимости результатов в наземной лаборатории хранился эталонный прибор, по которому восстанавливались показания исправленного.

В объем обработки вошли вертикальные профили счетной концентрации аэрозоля  $d \geq 0,4$  мкм, измеренные на взлете или посадке в разных аэропортах Западной Сибири в период с 1984 по 1991 г., когда самолеты-лаборатории работали в квазимониторинговом режиме. Всего было использовано более 5 тыс. вертикальных профилей. Предварительно из выборки были исключены случаи зондирования, когда аэропорт оказывался под влиянием ближайшего города. В работе использовался не сам профиль, а средняя концентрация аэрозоля в нижнем 3-км слое воздуха:

$$\bar{N} = \frac{1}{H} \int_0^H N(h) dh,$$

где  $h$  – высота;  $N$  – счетная концентрация аэрозоля,  $\text{см}^{-1}$ .

В начале 90-х гг., когда самолетная программа ИОА СО РАН по экономическим причинам была приостановлена, в районе Томского академгородка, начиная с декабря 1992 г., были организованы приземные измерения. Созданный автоматический пост получил название ТОР-станции по названию проекта ЕЭС «Tropospheric ozone research». Описание одной из последних модификаций поста имеется в [70]. Для измерения озона на станции используется отечественный озонметр ОЗ-2П с диапазоном  $1 \dots 1000$  мкг/м<sup>3</sup> и погрешностью 12%. Счетная концентрация измеряется таким же аэрозольным счетчиком АЗ-5, как и на самолетах-лабораториях.

ТОР-станция расположена в 4-этажном здании на северо-восточной периферии Томского академгородка, в лесном массиве. Вблизи здания нет промышленных производств и автомобильных дорог. Измерения на ней ведутся круглосуточно и круглогодично, с интервалом 1 ч. Время одного измерения составляет 10 мин, в течение которых производится 600 ежесекундных отсчетов с последующим осреднением. Так как на станции используются приборы, основанные на контактном методе измерений, то за 10 мин до начала измерений включается аспирация всех заборных устройств для продувки всех коммуникаций. Тестирование данных для выявления воз-

можного антропогенного воздействия выбросов, расположенного вблизи г. Томска, было выполнено в ходе специальных экспериментов. Для этого два однотипных поста работали синхронно в фоновом районе (п. Киреевск Томской обл.) и в Академгородке. Оказалось, что если влияние и есть, то оно проявляется не более чем в 10% случаев и по большинству параметров, включая аэрозоль, не превышает 30% по абсолютной величине.

В работе использовались среднегодовые данные о счетной концентрации аэрозоля ( $d \geq 0,4$  мкм) и приземной концентрации озона. Количество использованных ежечасных измерений представлено в табл. 3. Из анализа исключены случаи, когда измерения былиотягощены явным антропогенным воздействием.

Для сопоставления данных измерений в Томске с общей региональной обстановкой использовались результаты спутникового зондирования для квадрата  $85^\circ\text{--}87^\circ$  в.д. и  $55^\circ\text{--}57^\circ$  с.ш., представленные в Интернете: для УФ-радиации по адресу [71], для общего содержания озона – [72]. Данные о числах Вольфа и о радиоизлучении Солнца на  $\lambda = 10,7$  см также были получены по Интернету [73].

Иногда при анализе солнечно-земных связей возникают разногласия, какую из характеристик солнечной активности использовать: числа Вольфа или радиоизлучение на  $\lambda = 10,7$  см. Сопоставление этих параметров на рис. 2 показывает, что этот вопрос не является принципиальным при рассмотрении среднегодовых характеристик.

Для комплексного исследования состояния растительности использовался так называемый нормализованный вегетационный индекс. Данные о нем также получены по Интернету [74].

Поскольку эта характеристика пока редко используется в научной литературе по профилю темы исследования, остановимся на ней подробнее.

Для получения величины индекса вегетации используются 1-й и 2-й каналы радиометра AVHRR спутников серии НОАА. Первый канал (0,58–0,68 мкм) дает информацию о поглощении солнечной радиации хлорофиллом растений. Второй принимает отраженную радиацию в диапазоне 0,78–0,90 мкм. В дальнейшем индекс вычисляется по формуле

$$\text{NDVI} = \frac{J_{\lambda 1} - J_{\lambda 2}}{J_{\lambda 1} + J_{\lambda 2}},$$

где  $J_{\lambda 1}$  и  $J_{\lambda 2}$  – сигналы в 1-м и 2-м каналах радиометра соответственно.

По данным [75], NDVI – индекс, который очень сильно коррелирован с вегетационными параметрами, такими как зеленая биомасса и области зеленой растительности. Применение этого индекса для анализа динамики  $\text{CO}_2$  в [76] дало очень хорошие результаты.

Таблица 3

Год	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	Всего
Количество измерений	7980	8342	8165	7989	8224	8347	8241	8097	8169	73554

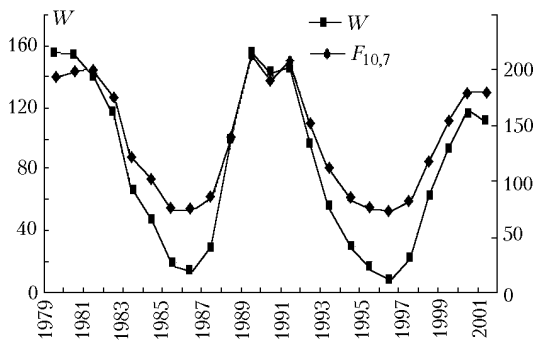


Рис. 2. Среднегодовые значения чисел Вольфа и радиоизлучения на  $\lambda = 10,7$  см

Е.А. Шишкин [77] отмечает, что величина NDVI зависит от роста и развития листовой поверхности деревьев и хорошо отражает их динамику. При этом он отмечает, что индексы NDVI представляют собой прямые наблюдения за поглощенной активной фотосинтетической радиацией, являющейся показателем потенциального фотосинтеза, который определяет продуктивность древесных растений. Реальная же величина фотосинтеза и продуктивности зависит не только от физических свойств экосистемы поглощать солнечную энергию, но и от других характеристик: увлажнения, состояние почвы и т.п. Поэтому реальный фотосинтез всегда будет ниже, чем измеряемый по NDVI.

В нашем исследовании NDVI рассматривается как комплексная характеристика растительности, которая отражает возможные выделения деревьями летучих соединений – озонобразующих газов.

### Многолетние изменения концентрации озона и аэрозоля в Томске и возможные их причины

Измерения счетной концентрации аэрозоля, вначале с самолета-лаборатории над территорией Западной Сибири, а затем приземные измерения концентрации аэрозоля и озона в районе Томска, выявили, что оба эти компонента воздуха испытывают многолетнюю изменчивость, близкую к периоду 11 лет. Изменения счетной концентрации аэрозоля и концентрации озона представлены на рис. 3.

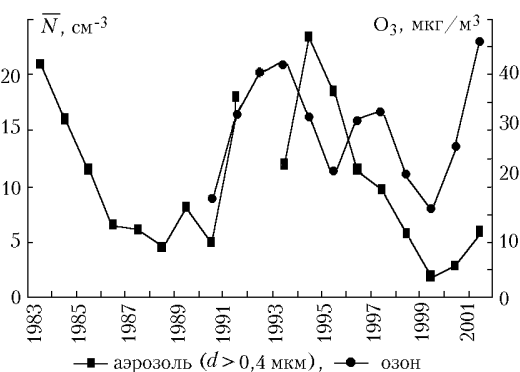


Рис. 3. Среднегодовые значения счетной концентрации аэрозоля и приземной концентрации озона в районе Томска

Из рис. 3 видно, что в период с 1983 по 1988 г. счетная концентрация аэрозоля уменьшалась, а с 1990 г. начала возрастать. Затем был перерыв в измерениях. Следующий период падения концентрации начался в 1994 г. (ровно через 11 лет) и завершился в 1999 г., после чего концентрация аэрозоля снова начала нарастать. Таким образом, в течение почти 20 лет наблюдались два многолетних цикла уменьшения и увеличения концентрации аэрозоля. Причем изменение концентрации произошло в 80-х гг. в 5 раз, а в 90-х г. – почти в 20 раз, что многократно превышает возможные ошибки измерений.

Концентрация озона измерялась в течение 11 лет. Однако и она выявляет подобный аэрозолю многолетний ход. Исключение составляет 1995 г. Причина падения концентрации озона в этом году пока не установлена.

Из рис. 3 также видно, что в многолетней динамике, в 90-х гг., вначале стала уменьшаться концентрация озона, а затем концентрация аэрозоля. С 1993 по 1995 г. лаг равнялся 1 году. В 1995–1997 гг. лаг, по отношению к озону, стал обратным, также равным 1 году. Начиная с 1999 г. счетная концентрация и озон начали синхронно возрастать. Причем рост счетной концентрации аэрозоля был нами спрогнозирован в [78].

Такие большие по амплитуде вариации озона и аэрозоля могут вызывать некоторое недоверие. Поэтому целесообразно сопоставить полученные в ИОА СО РАН результаты с другими данными.

Д. Хоффман по баллонным измерениям счетной концентрации аэрозоля выявил над США в период с 1983 по 1989 г. падение счетной концентрации в слое 5–10 км почти на порядок и примерно в 3 раза в слое 2–5 км [79], что по времени и величине близко к вышеприведенным данным. В [80] исследовалась концентрация сульфатов, нитратов и аммония в составе аэрозольных частиц с 1990 по 1995 г. в Северной Гренландии. Обнаружены вначале рост концентрации с максимумом в 1993 г., а затем ее падение в 1,5–2 раза. Анализ аэрозольной оптической толщи за период с 1980 по 1996 г. в Польше показал [81], что в те же периоды, как и в [79, 80], наблюдалось медленное ее падение ~ 7,4% в год и быстрое восстановление в период роста. Близкую к рис. 3 картину получила для аэрозольной толщи в Москве и Г.М. Абакумова [82].

Тренды концентрации озона, близкие по времени к изображенным на рис. 3, обнаружены для Кисловодска [83], для Греции [84], Финляндии [85], и Дании [86]. Правда, поскольку результаты [84–86] получены для регионов, отягощенных антропогенным воздействием, динамика их концентрации не столь велика, как на рис. 3 и в [83].

Кроме трендов аэрозоля и озона, некоторыми исследователями зафиксированы многолетние изменения концентрации озон- и аэрозолеобразующих газов в районе Мехико – NO<sub>x</sub> и CO [87], в Норвегии – NO<sub>x</sub>, этан, ацетилен, пропен [88].

Следовательно, приведенные на рис. 3 многолетние вариации аэрозоля и озона имеют не случайный и не региональный характер. Более того, они отра-

жают проявление каких-то закономерностей, имеющих, по крайней мере, полушарный характер.

Нами в [89] анализировались причины изменения концентрации аэрозоля в первом цикле (80-е гг.). Были рассмотрены и отвергнуты гипотезы об антропогенной природе тренда и о поствулканическом воздействии (Эль-Чичон и Пинатубо). Оказалось, что изменение счетной концентрации лучше всего коррелирует с формами *W*, *E* и *S*, введенными А.Л. Кацем, которые, как известно, определяются солнечной активностью [90].

Таким образом, 11-летняя периодичность и предварительный анализ позволяют перейти к поиску причины трендов в разных характеристиках солнечной активности.

### Связь многолетних изменений озона и аэрозоля с солнечной активностью

Вначале рассмотрим взаимный многолетний ход счетной концентрации аэрозоля (рис. 4) и солнечной активности, представленной радиоизлучением всей поверхности Солнца на  $\lambda = 10,7$  см, а также озона и солнечной активности (рис. 5).

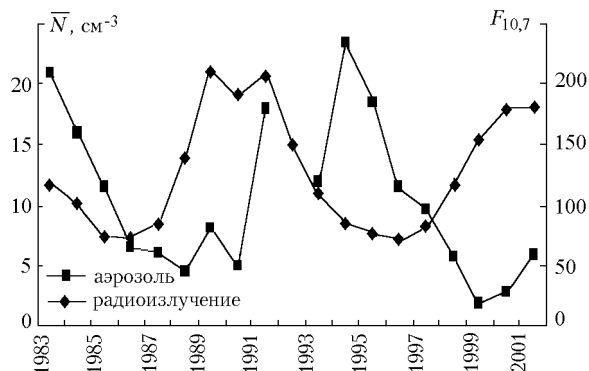


Рис. 4. Среднегодовые значения радиоизлучения  $F_{10,7}$  и счетной концентрации аэрозоля в районе Томска

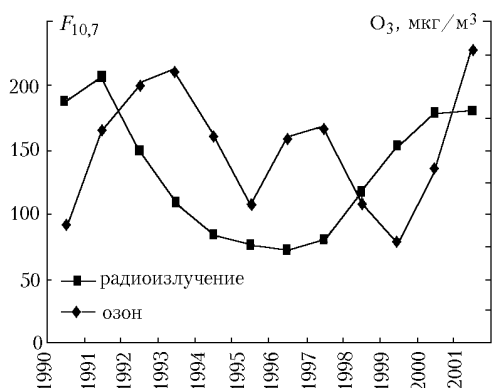


Рис. 5. Среднегодовые значения радиоизлучения  $F_{10,7}$  и приземной концентрации озона в районе Томска

Из рис. 4 видно, что счетная концентрация аэрозоля повторяет ход солнечной активности на протяжении двух 11-летних циклов с задержкой 2 года

в первом цикле и задержкой 3 года во втором цикле. Возможно, что различная задержка между ходами солнечной активности и концентрации аэрозоля обусловлена тем, что помимо 11-летнего у Солнца наблюдается и 22-летний цикл, объединяющий соседние циклы, т.е. так называемой четностью циклов [91].

Четность цикла солнечной активности связана с глобальной перестройкой общего магнитного поля Солнца. Четные и нечетные циклы различаются знаками общего (полоидального) магнитного поля в полярных областях Солнца и изменением знака поля ведущих пятен в группах данного полушария. Соответственно меняется и характер взаимодействия атмосфер Солнца и Земли. В [91] как раз и описан сдвиг между четным и нечетным циклом в 1 год.

Сопоставить ход концентрации озона и солнечной активности удастся на протяжении одного 11-летнего цикла (см. рис. 5). Здесь также заметен сдвиг между кривыми в среднем на 3 года. А вот нарастание приземной концентрации озона, начавшееся в 2000 г., после возрастания радиоизлучения Солнца имеет меньшую задержку – 2 года.

Таким образом, из рис. 4 и 5 видно, что обе компоненты – озон, и аэрозоль – повторяют ход солнечной активности с запаздыванием в 2–3 года.

Нами был сопоставлен ход общего содержания озона и солнечной активности, но какой-либо закономерности или антикорреляции установить не удалось. А вот сравнение многолетней изменчивости ОСО и приземной концентрации озона, представленное на рис. 6, дало положительный результат.

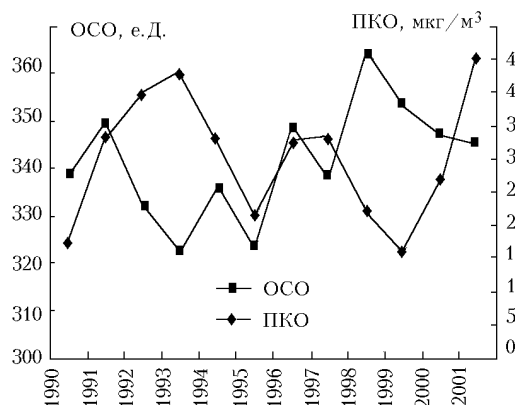


Рис. 6. Среднегодовое общее содержание озона и среднегодовая приземная концентрация озона в районе Томска

Из рис. 6 видно, что большую часть 11-летнего цикла указанные характеристики находятся в противофазе. Когда общее содержание озона уменьшается, приземная концентрация озона растет, и наоборот. Исключение составляют 1990 и 1995 гг.

Данные рис. 6 позволяют вернуться к озонному механизму передачи сигнала от Солнца к Земле [6], который рассматривался выше.

Если уменьшение общего содержания озона приводит к тому, что в нижнюю тропосферу поступает больше УФ-радиации, то это должно отражаться на скорости генерации приземного озона.

Рис. 7 показывает, что в период нарастания солнечной активности (1988–1990 гг.) увеличивается и приток УФ-радиации. Однако концентрация приземного озона начинает возрастать только через 2 года после начала этого процесса.

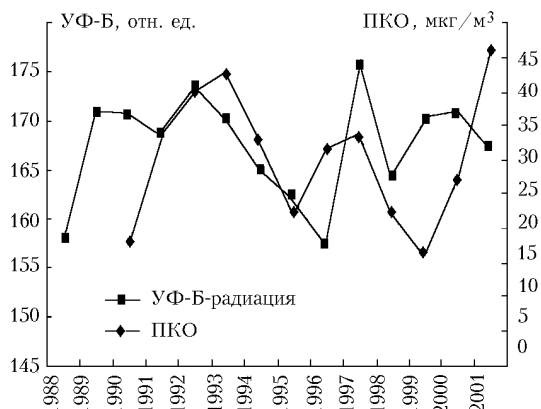


Рис. 7. Среднегодовой приток УФ-Б-радиации и среднегодовая приземная концентрация озона в районе Томска

В дальнейшем (1991–1995 гг.) изменение приземного озона происходит почти синхронно с тенденцией вариаций УФ-радиации. Отметим, что в спутниковых данных в период с 1994 по 1996 г. есть пробел, который восполнен по результатам работы [92]. В период 1995–1996 гг., судя по всему, в атмосфере произошел какой-то колебательный процесс. С 1997 г. солнечная активность начала нарастать в следующем цикле, что отразилось и в потоках УФ-радиации. Однако рост концентрации приземного озона начался только в 2000 г., т.е. опять на 2 года позже, как и в начале предыдущего цикла. Это позволяет заключить, что в многолетней взаимосвязи УФ-радиации и приземного озона различия имеются на восходящей и нисходящей ветвях. Так, на восходящей ветви рост УФ-радиации опережает увеличение приземной концентрации озона, на нисходящей – они изменяются почти синхронно.

Подобное соотношение можно выделить для аэрозоля и УФ-радиации в течение большей части 22-летнего цикла (рис. 8).

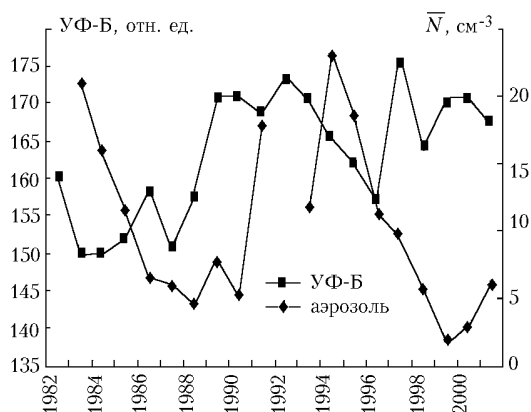


Рис. 8. Среднегодовой приток УФ-Б-радиации и среднегодовая счетная концентрация аэрозоля в районе Томска

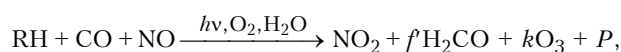
Из рис. 8 видно, что существует запаздывание между изменением притока УФ-радиации и ходом счетной концентрации с 1983 по 1996 г. А затем разница в ходах нарушилась. С 1998 г. запаздывание вновь восстановилось.

Таким образом, получается, что между притоком УФ-радиации и возрастанием или уменьшением концентрации озона и аэрозоля существует какой-то промежуточный механизм, который сдвигает их ход во времени. На наш взгляд, таким механизмом является взаимодействие УФ-радиации и растительности.

### Возможная роль растительности в задержке генерации озона и аэрозоля

Чтобы рассмотреть, как растительность может влиять на генерацию озона и аэрозоля, попробуем оценить баланс веществ, участвующих в фотохимических процессах.

Запишем брутто-уравнение генерации приземного озона в форме [93]:



где  $f$  и  $k$  – стехиометрические коэффициенты преобразования углеводородов RH;  $P$  – продукты реакций, как правило, частицы аэрозоля микродисперсной фракции.

Из этого уравнения следует, что помимо притока УФ-радиации, обозначенного  $h\nu$ , выход реакции будет зависеть от количества вещества на входе, т.е. от концентрации в воздухе углеводородов RH, оксида углерода и оксидов азота. Имеющиеся в системе глобального мониторинга данные [94] не выявляют значимых изменений в различных регионах CO и NO. Сети контроля для RH пока не создано. Поэтому наиболее вероятным является изменение именно этой характеристики. Напомним, что источником поступления углеводородов в атмосферу в основном являются выделения растительности.

Механизм задержки представляется следующим. Нарастание притока УФ-радиации в период повышения солнечной активности действует на растения угнетающе. Необходим адаптационный период в 2–3 года. Затем, приспособившись к повышенному УФ-фону, растения начинают выбрасывать дополнительное количество легколетучих органических соединений. В этом случае, судя по вышеприведенному брутто-уравнению, оно должно давать максимальную концентрацию как озона, так и микродисперсной фракции частиц. Последнее хорошо подтверждается результатами работы [95].

Поскольку измерений RH нет, то как можно проверить высказанную гипотезу? Для этого обратимся к индексу вегетации, который должен отражать общее состояние растительности, а равно и ее общую продуктивность.

Из рис. 9 видно, что приземная концентрация озона почти полностью повторяет ход индекса вегета-

ции для района, в котором производились измерения. Конечно, этот результат стопроцентно не доказывает высказанную гипотезу, тем не менее он позволяет объяснить связь состава воздуха с солнечной активностью.

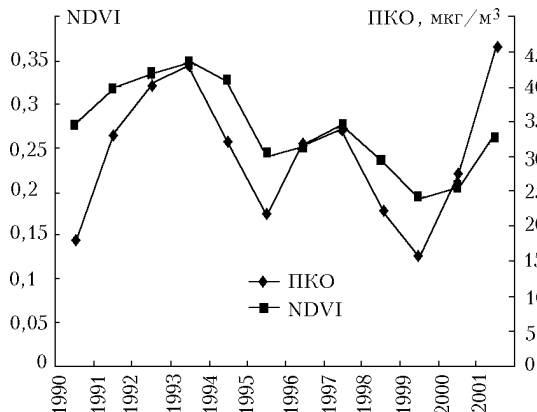


Рис. 9. Среднегодовые значения нормализованного индекса вегетации и среднегодовая приземная концентрация озона в районе Томска

Такая же картина наблюдается и для аэрозоля, что видно из рис. 10. Однако здесь имеются и различия в 21-м и 22-м 11-летних циклах. В 80-х гг. уменьшение NDVI и аэрозоля хотя и было синхронным, но не столь большим, как в 90-х. Здесь уместно напомнить, что и уменьшение концентрации в 80-х гг. было меньше, чем в 90-х.

Можно, конечно, возразить, что помимо УФ-радиации производительность растений будет зависеть от климатических (температура, влажность) и от геофизических (почва) факторов. Но не следует забывать, что многие из этих факторов также положительно коррелированы с солнечной активностью [96–101]. Более того, еще в работе А.Л. Чижевского [3] получен сдвиг между максимумом солнечной активности и температурой воздуха в разных регионах в 2–3 года.

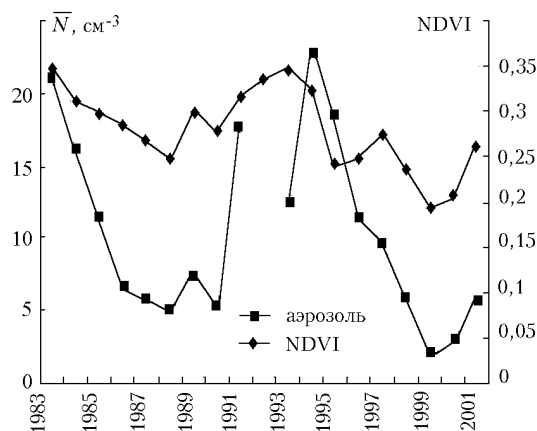


Рис. 10. Среднегодовые значения нормализованного индекса вегетации и среднегодовая счетная концентрация аэрозоля в районе Томска

## Прогноз изменения концентрации озона и аэрозоля на 2003–2008 гг.

Достаточно устойчивые во времени характеристики солнечной активности позволяют с определенной степенью точности прогнозировать ее изменчивость. Имеется много разработок по этому поводу [2–4, 102–104].

Согласно [103, 104] максимум 23-го цикла начался в 2001 г. и будет длиться до начала 2002 г., минимум предполагается в 2007–2008 гг. Учитывая четность циклов, его интенсивность должна быть несколько меньше, чем предыдущего – 22-го цикла и будет составлять  $60 \pm 20$  в числах Вольфа.

Основываясь на этой информации и учитывая лаг между солнечной активностью, можно обозначить опорные точки в концентрациях озона и аэрозоля (табл. 4).

Таблица 4

Параметр	Максимум, период	Минимум, период	Максимум, значение	Минимум, значение
Аэрозоль	2004	2008	$(22 \pm 4) \text{ см}^{-3}$	$(4 \pm 1) \text{ см}^{-3}$
Озон	2003	2008	$(55 \pm 6) \text{ мкг/м}^3$	$(15 \pm 2) \text{ мкг/м}^3$

Как показывают измерения в предыдущих циклах, максимальные значения в 11-летних циклах примерно одинаковы и определяются скорее всего продуктивностью растительности в данном регионе. Минимум значений зависит от интенсивности изменения УФ-радиации, и с учетом четности циклов следующий должен сопровождаться меньшим ее ослаблением. В промежутках между 2003 и 2008 гг. можно предположить линейное изменение концентрации озона и аэрозоля.

## Заключение

В ходе проведения исследований установлено, что компоненты воздуха, имеющие фотохимическую природу, изменяются в многолетнем ходе с 11-летней периодичностью. Эти изменения не синхронны. Концентрация озона и аэрозоля в своем ходе отстает от изменения солнечной активности на 2–3 года.

В процессе поиска причин последовательно были проанализированы озонный механизм, последствия вариаций прихода УФ-радиации, которые вывели на промежуточный механизм. Предложена гипотеза, что этот промежуточный механизм обусловлен взаимодействием усиливающейся УФ-радиации с растительностью. В начале процесса роста УФ-радиации происходит угнетение растений, после 1–2-годичного процесса адаптации у них усиливается продуктивность, что приводит к выбросу в атмосферу дополнительного количества озон- и аэрозолеобразующих веществ. Эта гипотеза проверена с помощью нормализованного индекса вегетации и дала хорошие результаты. В пользу предложенного механизма говорят и результаты работ [105–107] о том, что при

усилении УФ-Б радиации у растений имеется так называемый долговременный кумулятивный эффект, заключающийся в запаздывании их фотосинтеза на 2–3 года относительно ее прихода.

1. Юнг Ч.О. Солнце. СПб.: Тип. Евдокимова, 1989. 238 с.
2. Чистяков В.Ф. Физические вариации Солнца и его активность // Изв. ТНИРЦ. 1997. Т. 122. С. 40–71.
3. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 367 с.
4. Владимирский Б.М. Работы А.Л. Чижевского по солнечно-земным связям: гелиобиология в конце XXI века – итоги, проблемы, перспективы // Биофизика. 1998. Т. 43. Вып. 4. С. 566–570.
5. Владимирский Б.М., Темурьянц Н.А. Влияние солнечной активности на биосферу-ноосферу. М.: МНЭПУ, 2000. 374 с.
6. Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. Солнечная активность и климат. 1. Данные наблюдений. Конденсационная и озонная гипотезы // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 5. С. 3–17.
7. Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. Солнечная активность и климат. 2. Прямое воздействие изменений внеатмосферного спектрального распределения солнечной радиации // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 6. С. 3–17.
8. Эйгенсон М.С., Гневышев М.Н., Оль А.И., Рубашев Б.М. Солнечная активность и ее земные проявления. М.; Л.: Гостехиздат, 1948. 323 с.
9. Витинский Ю.И., Оль А.И., Сазанов Б.И. Солнце и атмосфера Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 351 с.
10. Логинов В.Ф. Характер влияния солнечной активности на атмосферу земли // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. 1975. Вып. 23. С. 6–29.
11. Кононович Э.В., Шефов Н.Н. К проблеме воздействия солнечной активности на долговременные вариации климата // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 1. С. 108–111.
12. Никольский Г.А., Шульц Э.О. Аномалии аэрозольной оптической толщи в ультрафиолетовой области спектра для условий высокогорья // Проблемы физики атмосферы. 1995. Вып. 20. С. 232–241.
13. Tinsley B.A., Deen G.W. Apparent tropospheric response to MeV–GeV particle flux variations: A connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 9. P. 22283–22296.
14. Веретененко С.В., Пудовкин М.И. Вариации прихода суммарной радиации в 11-летнем цикле солнечной активности // Геомагнетизм и аэрон. 1998. Т. 38. № 5. С. 33–42.
15. Иванов-Холодный Г.С. Солнечная активность и атмосфера // Земля и Вселенная. 1998. № 2. С. 80–86.
16. Crutzen P.G., Isaksen I.S.A., Reid G.C. Solar proton events: stratospheric sources of nitric oxide // Science. 1975. V. 189. P. 457–459.
17. Криволицкий А.А., Куминов А.А., Репнев А.И. Влияние космических лучей на озоносферу Земли (обзор) // Геомагнетизм и аэрон. 1999. Т. 39. № 3. С. 3–15.
18. Вароцос К.А., Кондратьев К.Я. Опыт комплексной интерпретации данных дистанционного зондирования и прямых измерений содержания озона в атмосфере // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 4. С. 3–13.
19. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Алоян А.Е., Вароцос К.А. Изменение общего содержания стратосферного и тропосферного озона: наблюдения и численное моделирование // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 5. С. 12–30.
20. Ролдугин В.К. Постоянство общего содержания озона при вторжении релятивистских протонов // Метеорол. и гидрол. 2000. № 10. С. 53–58.
21. Перов С.П., Хржан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 288 с.
22. Володин Е.М., Галин В.Я. Численное моделирование влияния уменьшения концентрации озона на зимнюю атмосферную циркуляцию в северном полушарии в последнее десятилетие // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 544–547.
23. Michaels P.J., Singer S.F., Knapperberger O.P.E. et al. Analysing ultraviolet-B radiation: is there a trend // Science. 1994. V. 264. P. 1527–1547.
24. Feister U., Grewe R. Higher UV radiation inferred from low ozone levels at northern mid-latitudes in 1992 and 1993 // Glob. and Planet. Change. 1995. V. 11. N 1. P. 25–34.
25. Frederick J.E., Qu Zheng, Booth C.R. Ultraviolet radiation at sites on the Antarctic coast // Photochem. and Photobiol. 1998. V. 68. N 2. P. 183–190.
26. Zerefos C., Meleti C., Balis D. Quasi-biennial and longer-term changes in clear sky UV-B solar irradiance // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. N 23. P. 4345–4348.
27. Me Kenzie R.L. Determining variabilities and trends in UV radiation // World Clim. Res. Programme / World. Meteorol. Organ. 1997. V. 2. N 814. P. 517–520.
28. Varotsos C.A., Chronopoulos G.J., Cracknell A.P. et al. Total ozone and solar ultraviolet radiation, as derived from satellite and ground-based instrumentation at Dundee, Scotland // Int. J. Remote Sens. 1998. V. 19. N 17. P. 3301–3305.
29. Gurney K.R. Evidence for increasing ultraviolet irradiance at Point Barrow, Alaska // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. N 6. P. 903–906.
30. Piazena H. The effect of altitude upon the solar UV-B and UV-A irradiance in the tropical Chilean Andes // Solar Energy. 1996. V. 57. P. 133–140.
31. Blumithaler M. Solar UV measurements // Environ. Effects of UV Radiation. Boca Raton: Lewis Publ., 1993. P. 17–69.
32. Cabrera S., Bozzo S., Fuenzalida H. Variations of UV radiation in Chile // Photochem. and Photobiol. 1995. V. 28. N 2. P. 137–142.
33. Fioletov V.E., Griffioen E., Kerr J.B. et al. Influence of volcanic sulphur dioxide on spectral irradiance as measured by Brewer spectrophotometers // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. N 10. P. 1655–1658.
34. Белинский В.А., Гараджа М.П., Меженная Л.М., Невзаль Е.И. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба. М.: МГУ, 1968. 228 с.
35. Русин Н.П. Прикладная актинометрия. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 232 с.
36. Крученицкий Г.М., Звягинцев А.М., Иванова Н.С., Кузнецова И.Н. Содержание озона над Россией и прилегающими территориями в третьем квартале 2000 г. // Метеорол. и гидрол. 2000. № 11. С. 113–120.
37. Willson R.C. Science rationale for an EOS/ACRIMSAT // The Earth Observer. 1995. V. 7. N 1. P. 39–48.
38. Crommelynck D. Status of our knowledge of the «solar constant» after the Atlas 1 and 2 and the Eureka missions // Исслед. Земли из космоса. 1995. N 5. С. 18–21.
39. Скляров Ю.А. Солнечная постоянная (состояние исследований) // Исслед. Земли из космоса. 1994. № 4. С. 96–110.
40. Скляров Ю.А., Двинских В.А., Бричков Ю.И., Котума А.И. Переменность потока излучения Солнца и ее

- земные проявления // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 6. С. 40–46.
41. *Исидоров В.А.* Экологическая химия. СПб.: Химиздат, 2001. 304 с.
  42. *Crutzen P.J.* Global Changes in Tropospheric Chemistry // Remote Sens. and Earth's Environ. 1990. P. 105–113.
  43. *Enhalt D.H.* On the photochemical oxidation of natural trace gases and man made pollutants in the troposphere // Sci. Total Environ. 1994. V. 143. N 1. P. 1–15.
  44. *Mitra A.P.* Atmospheric chemistry // Indian J. Radio and Space Phys. 1990. V. 19. N 5–6. P. 383–399.
  45. *Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р. и др.* Атмосферный озон и изменения глобального климата. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 168 с.
  46. *Киселев А.А., Кароль И.Л.* Модельный анализ изменений состава тропосферы умеренных широт Северного полушария в 1980-х годах в течение цикла солнечной активности и вследствие антропогенного загрязнения // Метеорол. и гидрол. 2001. № 7. С. 12–22.
  47. *Landgraf J., Crutzen H.J.* An Efficient Method for Online Calculations of Photolysis and Heating Rates // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. N 3. P. 863–878.
  48. *Белан Б.Д., Зуев В.В., Складнева Т.К., Смирнов С.В., Толмачев Г.Н.* О роли суммарного озона в фотохимическом образовании его тропосферной части // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 10. С. 928–932.
  49. *Kruger B.C., Martilli A., Kubler J.* Effects of the total ozone column on tropospheric chemistry // Ann. Geophys. 1997. V. 15. N 3. P. 701.
  50. *Kraus A., Hofzumahaus A.* Field Measurements of Atmospheric Photolysis Frequencies for O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, HCHO, CH<sub>3</sub>CHO, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> and HONO by UV Spectroradiometry // J. Atmos. Chem. 1998. V. 31. N 1–2. P. 161–188.
  51. *Ma Jianzhong, Guicherit R.* Effects of stratospheric ozone depletion and tropospheric pollution on-UVB radiation in the troposphere // Photochem. and Photobiol. 1997. V. 66. N 3. P. 346–355.
  52. *Исидоров В.А.* Органическая химия атмосферы. СПб.: Химиздат, 2001. 352 с.
  53. *Горских В.Г., Макарьева А.М.* Влияние девственной и освоенной человеком биоты на глобальную окружающую среду // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 5. С. 3–11.
  54. *Горских В.Г., Кондратьев К.Я.* Принцип Ле Шателье в приложении к биосфере // Экология. 1990. № 1. С. 7–16.
  55. *Шульгин И.А.* Солнечная радиация и растение. Л.: Гидрометеоздат, 1967. 180 с.
  56. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Функции почв в биосфере и экосистемах (экологическое значение почв). М.: Наука, 1990. 261 с.
  57. *Добровольский Г.В.* Основы биогеохимии. М.: Высш. школа, 1998. 413 с.
  58. *Орт Д., Меландри Б.А., Юнге В. и др.* Фотосинтез. Т. 7. М.: Мир, 1987. 460 с.
  59. *Каменир Э.А., Кириллов А.К.* Энергетическая оценка влияния физического воздействия на биосистему // Биофизика. 1998. Т. 43. Вып. 5. С. 920–925.
  60. *Плеханов Г.Ф.* Живые системы в электромагнитных полях. Томск: Изд-во ТГУ, 1978. 308 с.
  61. *Самойлова К.А.* Действие радиации на клетку. М.: Наука, 1967. 146 с.
  62. *Исидоров В.А.* Летучие выделения растений: состав, скорость эмиссии и экологическая роль. СПб.: Алга, 1994. 188 с.
  63. *Owen Susan M., Boissard C., Hagenlocher B., Nidalas Hewitt C.* Field studies of isoprene emissions from vegetation the Northwest Mediterranean region // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. N 19. P. 25499–25511.
  64. *Janson R., De Serves C.* Isoprene emissions from boreal wetlands in Scandinavia // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. N 19. P. 25513–25517.
  65. *Harley P., Fridd-Stroud V., Greenberg J. et al.* Emission of 2-methyl-3buten-2-Ol by pines: A potentially large natural source of reactive carbon to the atmosphere // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103. N 19. P. 25479–25486.
  66. *Смит У.Х.* Лес и атмосфера. М.: Прогресс, 1985. 430 с.
  67. *Семенов С.М., Кушина И.М., Кухта Б.А.* Тропосферный озон и рост растений в Европе // Метеорология и гидрология. М., 1999. 208 с.
  68. *Белан Б.Д.* Самолет-лаборатория НТК «Институт оптики атмосферы» для оптико-метеорологического зондирования атмосферы // Аппаратура дистанционного зондирования параметров атмосферы. Томск: ТФ СО АН СССР, 1987. С. 34–40.
  69. *Зуев В.Е., Белан Б.Д., Кабанов Д.М., Ковалевский В.К., Лукьянов О.Ю., Мелешкин В.Е., Микушев М.К., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Покровский Е.В., Сакерин С.М., Терпугова С.А., Толмачев Г.Н., Тумаков А.Г., Шаманаев В.С., Шерба-тов А.И.* Самолет-лаборатория АН-30 «Оптик-Э» для экологических исследований // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1012–1021.
  70. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К. и др.* Автоматический пост для мониторинга малых газовых составляющих атмосферного воздуха // Метеорол. и гидрол. 1999. № 3. С. 110–118.
  71. [ftp://toms.gsfe.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly\\_averages/uv/](ftp://toms.gsfe.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly_averages/uv/)
  72. [ftp://toms.gsfe.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly\\_averages/ozone](ftp://toms.gsfe.nasa.gov/pub/eptoms/data/monthly_averages/ozone)
  73. <http://spidr.ngdc.noaa.gov/index.html>
  74. <http://www.saa.noaa.gov/swig-lin/wwwdisplay>
  75. *Justice C.O., Townshend J.R.G., Holben B.N., Tucker C.J.* Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data // Int. J. Remote Sens. 1985. N 6. P. 1271–1318.
  76. *Антоновский М.Я., Бухштабер В.М., Пивоваров В.А.* Использование данных спутникового мониторинга активности биоты при анализе формирования поля концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере // Метеорол. и гидрол. 2002. № 2. С. 16–24.
  77. *Шишкин Е.А.* Системный анализ пространственно-временной динамики показателей первичной продуктивности древесных растений в Сибири: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Красноярск: ИЛ СО РАН, 2002. 21 с.
  78. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Ковалевский В.К., Плотников А.П., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н.* Многолетняя изменчивость тропосферного аэрозоля над Западной Сибирью // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 627–630.
  79. *Hofmann D.J.* Twenty Years of Balloon-Borne Tropospheric Aerosol Measurements at Laramie, Wyoming // J. Geophys. Res. D. 1993. V. 98. N 7. P. 12753–12766.
  80. *Heidam N.Z., Wahlin P., Christensen J.H.* Tropospheric Gases and Aerosol in Northeast Greenland // J. Atmos. Sci. 1999. V. 56. N 1. P. 261–278.
  81. *Krzyscin J.W., Puchalski S.* Aerosol impact on the surface UV radiation from the ground-based measurements taken at Belsk, Poland, 1980–1996 // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 109. N 13. P. 16175–16181.



82. *Абакумова Г.М.* Тенденция многолетних изменений прозрачности атмосферы, облачности, солнечной радиации и альбедо подстилающей поверхности в Москве // *Метеорол. и гидрол.* 2000. № 9. С. 51–62.
83. *Elansky N.F., Arabov A.Ya., Senik I.A. et al.* The Features of Surface Ozone Variations in Remote Rural and Urban Regions of Russia // *EUROTRAC: TOR-2 Annual Report-2000.* Munich: GSF, 2001. P. 72–75.
84. *Butkovic T., Cvitas T., Dzepina K. et al.* Boundary Layer Ozone Measurements in Croatia // *Ibid.* P. 89–92.
85. *Laurila T., Nacola H., Lindfors V., Tuovikien J.-P.* Trends of Ozone and Photochemical Precursors in Finland // *Ibid.* P. 93–97.
86. *Skov H., Egelov A.H., Kemp K. et al.* Ozone, PAN, NO and Peroxy Radical Concentrations at Liele Velby, Denmark // *Ibid.* P. 127–130.
87. *Molina L.T., Molina M.J.* Air Pollution in Megacities: Mexico City Case Study // *EUROTRAC Newsletter.* 2001. N 23. P. 4–9.
88. *Roster M.* In search for trends ozone and precursors // *TNO report R 2001/100.* Apeldoorn, 2001. 55 p.
89. *Аршинова В.Г., Белан Б.Д., Воронцова Е.В., Забде Г.О., Рассказчикова Т.М., Семьянова О.И., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н.* Анализ природы долговременного тренда аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // *Оптика атмосфер. и океана.* 1997. Т. 10. № 8. С. 926–934.
90. *Вительс Л.А.* Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 256 с.
91. *Никулин И.Ф.* Влияние четности солнечного цикла на экстремальные температуры в Москве // *Биофизика.* 1998. Т. 43. Вып. 5. С. 900–901.
92. *Винарский М.В., Ипполитов И.И., Кабанов М.В.* Долговременная изменчивость потоков УФ-радиации в г. Томске по результатам наблюдений // *Оптика атмосфер. и океана.* 2002. Т. 15. № 4. С. 403–404.
93. *Белан Б.Д.* Проблема тропосферного озона и некоторые результаты его измерений // *Оптика атмосфер. и океана.* 1996. Т. 9. № 9. С. 1184–1213.
94. [Http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/](http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/globalview/)
95. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д.* Суточный ход концентрации микродисперсной фракции аэрозоля // *Оптика атмосфер. и океана.* 2000. Т. 13. № 11. С. 983–990.
96. *Фахрутдинова А.Н., Перевезенцев Ю.П., Коротышкин Д.В.* Долговременные вариации солнечной активности и температурного режима приземного слоя воздуха в Казани // *Тр. научной конференции, посвященной 10-летию образования МСГ.* СПб.: Гидрометеиздат, 2002. Секция 3. С. 53–55.
97. *Распопов О.М., Ловелиус Н.В., Шумилов О.И., Касаткин Е.А.* Экспериментальные подтверждения нелинейного характера воздействия солнечной активности на земную атмосферу и окружающую среду // *Биофизика.* 1998. Т. 43. Вып. 5. С. 863–867.
98. *Tomasino M., Dalla Valle F.* Natural climatic changes and solar cycles: an analysis of hydrological time series // *Hydrol. Sci. J. – J. des Sci. Hydrol.* 2000. V. 45. N 6. P. 477–490.
99. *Hansen J., Sato M., Glascoe J., Ruedy R.* A common-sense climate index: Is climate changing noticeably? // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1998. V. 95. N 8. P. 4113–4120.
100. *Смирнов Р.В.* Гелиогеофизические факторы в изменчивости системы океан–атмосфера // *Биофизика.* 1998. Т. 43. Вып. 4. С. 689–693.
101. *Solanki S.K., Fligge M.* Solar irradiance since 1874 revisited // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. N 3. P. 341–344.
102. *Панкратов А.К., Нарманский В.Я., Владимирский В.М.* Выявление скрытых периодичностей в солнечной системе с помощью фазовых диаграмм движения планет // *Биофизика.* 1998. Т. 43. Вып. 5. С. 888–891.
103. *Панкратов А.К., Нарманский В.Я., Владимирский В.М.* Фазовая диаграмма солнечной активности и прогноз активности на предстоящий 23-й цикл // *Биофизика.* 1998. Т. 43. Вып. 5. С. 883–887.
104. *Schatten K., Hoyt D.* Solar cycle 23 forecast update // *Geoph. Res. Lett.* 1998. V. 25. N 5. P. 599–601.
105. *Sullivan J.H., Teramura A.H.* Field study of the interaction between solar ultraviolet-B radiation and drought on photosynthesis and growth in soyben // *Plant Physiology.* 1990. V. 92. N 2. P. 141–146.
106. *Sullivan J.H., Teramura A.H.* The effects of ultraviolet-B radiation on loblolly pine. 2. Growth of field-grown seedling // *Trees.* 1992. V. 6. N 1. P. 115–120.
107. *Teramura A.H., Sullivan J.H.* Effects of UV-B radiation on photosynthesis and growth of terrestrial plants // *Photosynthesis Res.* 1994. V. 39. N 3. P. 463–473.

*M.Yu.Arshinov, B.D. Belan, V.K. Kovalevskii, T.M. Rasskazchikova, T.K. Sklyadneva, G.N. Tolmachev.*

**Role of solar activity in many-year variability of photochemical components of the lower troposphere.**

Earlier we have found that air components of photochemical nature vary with 11-year periodicity, and the ozone and aerosol concentrations lag behind the solar activity by 2–3 years. To find the reasons for this phenomenon, we have analyzed the ozone mechanism, the consequence of variations of the UV radiation income. This mechanism is caused by the interaction of the increasing UV irradiation with plants. As the UV irradiation begins to increase, the plant growth is suppressed. After the 1–2-year adaptation period, plant productivity increases leading to extra emissions of ozone- and aerosol-forming substances into the atmosphere. This hypothesis was checked using the normalized vegetation index, and it gave good results. Based on the regularities revealed, variations of the ozone and aerosol concentrations are predicted for the period from 2003 to 2008.