

УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУК

СПУТНИКИ И МЕТЕОРОЛОГИЯ

Е. Я. Кондратьев

Когда речь заходит о спутниках, обычно имеют в виду исследования космического пространства или, по крайней мере, высоких слоев атмосферы. Совершенно ясно, однако, что спутники могут сыграть неоценимую роль при изучении в глобальном масштабе процессов, протекающих в нижних слоях атмосферы и в первую очередь ответственных за изменения погоды. Одним из наиболее показательных примеров этого является использование возможности прослеживания распределения облачности с помощью телевизионных камер, установленных на спутнике. Несмотря на сравнительно разветвленную сеть метеорологических станций, около $\frac{4}{5}$ поверхности земного шара, занятой океанами и морями, освещено в метеорологическом отношении чрезвычайно скудно (только на основе эпизодических корабельных наблюдений). Даже поверхность суши заполнена сетью метеорологических станций очень неравномерно: большие участки суши в малонаселенных районах до сих пор являются в значительной степени «белыми пятнами». Таким образом, имеющаяся сейчас наземная сеть метеорологических станций не позволяет эффективно контролировать режим облачности (и других метеорологических элементов) на всей поверхности Земли. Достаточно, однако, запустить одновременно несколько спутников, снабженных телевизионными камерами, чтобы практически непрерывно прослеживать распределение облачности по всему земному шару. Такие же возможности открывает использование спутников в отношении исследования энергетики Земли как планеты, теплового режима земной поверхности и атмосферы и ряда других важных проблем. Прикладное значение этих проблем определяется тем, что они имеют решающее значение для анализа и прогноза погодообразующих процессов.

Целью дальнейшего изложения является обзор зарубежных исследований, связанных с использованием спутников для изучения нижних слоев атмосферы (тропосферы и стратосферы). При этом сначала будет дана краткая характеристика программы метеорологических наблюдений с помощью спутников и обсуждены связанные с этим общие вопросы. Затем мы перейдем к конкретному рассмотрению наиболее важных типов метеорологических наблюдений с помощью спутников.

За последние годы появилось довольно много различных предложений относительно использования спутников в метеорологических целях (см. ²⁴). Перечислим те группы задач, которые представляют наибольший интерес.

1. Телевизионное прослеживание облачности. Цель этого направления исследований состоит в том, чтобы

получить возможность контролировать распределение облачного покрова по земному шару. Так как телевизионное прослеживание возможно только в дневное время, предполагается для ночного времени использовать с целью обнаружения облачности метод теплопеленгации.

2. Исследование радиационного баланса системы «Земля — атмосфера». Имеется в виду осуществить с помощью приборов, установленных на спутнике, измерения радиационного баланса системы «Земля — атмосфера» и его составляющих и тем самым получить информацию о закономерностях энергетики Земли как планеты.

3. Изучение термической стратификации и состава атмосферы. Поскольку тепловое излучение системы «Земля — атмосфера» (так называемое уходящее излучение) определяется термической стратификацией атмосферы и распределением по высоте поглощающих и излучающих радиацию компонент атмосферы (в первую очередь водяного пара и углекислого газа), результаты измерений уходящего излучения в различных областях спектра могут быть использованы в качестве источника информации о термической стратификации и составе атмосферы.

4. Исследования облачности и осадков с помощью радаров. Большие успехи, достигнутые в результате наземных радиолокационных исследований облачности и осадков, позволяют надеяться, что радиометеорология может занять важное место и в метеорологических наблюдениях с помощью спутников. К этому направлению примыкают также исследования атмосфериков с целью изучения распределения очагов грозовой активности по земному шару.

5. Распределение энергии в ультрафиолетовом спектре Солнца. Здесь намечается не только исследовать спектральный состав ультрафиолетовой солнечной и рассеянной радиации и его изменчивость, но также использовать эти данные для определения содержания озона и решения некоторых других задач, связанных с изучением оптических свойств атмосферы.

Наряду с перечисленными наиболее важными группами задач обсуждались также и некоторые другие проблемы, пути решения которых пока гораздо менее ясны (исследования мутности атмосферы, измерения массы атмосферы и приземного давления и др.).

Конкретные планы использования спутников для метеорологических наблюдений пока еще не включают многих из перечисленных выше вопросов. Для того чтобы охарактеризовать конкретные перспективы подобных исследований в США, приведем сводку американских метеорологических спутников, заимствованную из обзора Д. Холмса¹⁶ (см. таблицу I).

Рассмотрение этой таблицы показывает, что основными направлениями исследований в ближайшие годы являются телевизионное прослеживание облачности и изучение радиационного баланса системы «Земля — атмосфера». На более позднем этапе имеется в виду осуществить с помощью спутников радиометеорологические исследования, а также спектральные измерения инфракрасной радиации системы «Земля — атмосфера» с целью термического зондирования атмосферы. Существенная особенность более позднего этапа исследований состоит в использовании спутников с полярной орбитой, ориентированных относительно Земли. Последнее означает, что телевизионные камеры и приемники радиации будут всегда направлены по нормали к земной поверхности. Предполагается, что спутник Нимбус весом около 260 кг будет запущен по почти круговой орбите с высотой примерно в 1000 км над земной поверхностью и наклоном орбиты в 80° относительно экватора.

Т а б л и ц а I

Американские метеорологические спутники

Название спутника	Дата запуска	Тип ракеты	Угол наклона орбиты	Стабилизация	Научная аппаратура
Тайрос I	1.IV. 1960	Тор-Эйбл	50°	Неориентированный	Две телевизионные камеры
Тайрос II	23.XI. 1960	Тор-Дельта	50°	То же	Телевизионные камеры, приборы для измерения инфракрасной радиации Земли
Тайрос III	1961	Тор-Дельта	50°	» »	Та же, что и на Тайросе II
Нимбус I	1962	Тор-Адженда Б	Полярная орбита	Ориентирован относительно Земли	Телевизионные камеры, приборы для измерения инфракрасной радиации Земли и солнечной радиации
Нимбус II	1963 или 1964	Тор-Адженда Б	То же	То же	Та же, что на Нимбусе I, а также инфракрасный спектрометр и радар
Аэрос	1964 или 1965	Центавр или Сатурн	» »	» »	Та же, что и на Нимбусе II

Как уже отмечалось выше, главное преимущество метеорологических наблюдений со спутников состоит в возможности получать информацию о характеристиках различных процессов в атмосфере для всей (или почти всей) территории земного шара, а также осуществлять непрерывное прослеживание процессов на определенных больших участках Земли. В этой связи возникает вопрос о том, какие орбиты спутников являются наиболее выгодными с такой точки зрения.

Прежде всего следует констатировать, что для метеорологических исследований наиболее удобны круговые орбиты, так как в этом случае исключается необходимость введения поправок на изменение высоты над земной поверхностью. Что касается выбора угла наклона орбиты, то несомненно, что наибольший интерес представляют полярные и экваториальные орбиты. В первом случае приборы, установленные на спутнике, могут «обозреть» всю земную поверхность. Если спутник запущен по полярной орбите в северном направлении в полдень по местному времени, то он будет находиться на всех широтах вплоть до Северного полюса в полдень. После прохождения полюса спутник попадет в тень Земли и будет пересекать все широты в полночь по местному времени. Вследствие вращения Земли вокруг Солнца местное время пересечения спутником данной широты будет каждые сутки уходить вперед на четыре минуты. Для того чтобы исключить влияние вращения Земли вокруг Солнца и обеспечить появление спутника над пунктом данной широты точно в местный полдень (на освещенной стороне) или местную полночь (на теневой стороне), необходимо, очевидно, обеспечить небольшой наклон плоскости

орбиты спутника по отношению к плоскости экватора в сторону запада. Расчет показывает, что при высоте орбиты в 500 км необходимо запускать спутник под углом 7° к полюсу, по направлению на Запад. Используя систему таких «квазиполярных» спутников, запущенных с расчетом, чтобы они пересекали все широты через определенные промежутки времени, можно осуществить практически непрерывное прослеживание процессов во всей земной атмосфере. Р. Гевайленд (см. ¹⁶) считает, например, что для этой цели достаточно даже двух спутников с полярными орбитами, расположенными во взаимно перпендикулярных плоскостях, если высоты орбит составляют 3600 и 7200 км. Разумеется, в этом случае карты географического распределения исследуемых величин будут предельно крупномасштабными. В силу многомасштабности процессов в атмосфере необходимо, конечно, иметь не только информацию, осредненную по большим площадям, но также информацию о локальных процессах сравнительно малых масштабов. Это означает, что нельзя ограничиться использованием спутников, имеющих большие высоты.

Наряду с «полярным» спутником значительный интерес представляет спутник, запущенный вдоль экватора. Подобный спутник, находящийся на высоте около 1000 км, мог бы доставлять информацию о процессах, происходящих в приэкваториальной зоне широт примерно от 30° ю. ш. до 30° с. ш. Известный интерес представляет также использование орбиты с высотой около 35 000 км. Спутник, движущийся по такой орбите, будет все время находиться над одним и тем же пунктом земной поверхности. Система таких спутников, расположенных над различными географическими районами, может особенно эффективно служить для обеспечения сбора и передачи информации с других метеорологических спутников.

Рассмотрев общие вопросы, связанные с использованием метеорологических спутников, обратимся теперь к обсуждению различных конкретных проблем, входящих в программу метеорологических исследований с помощью спутников.

1. ТЕЛЕВИЗИОННОЕ ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ОБЛАЧНОСТИ

Как уже отмечалось выше, телевизионное прослеживание облачности со спутников является одной из наиболее заманчивых возможностей использования спутников для метеорологических наблюдений. Уже первые попытки, сделанные в этом направлении, вполне оправдали такие ожидания.

Первый эксперимент по исследованию распределения облачности был осуществлен с помощью спутника Авангард II, запущенного 17 февраля 1959 г. (см. ^{11, 12}). Авангард II представлял собой сферу диаметром 50,8 см и весом 9,8 кг и был запущен на эллиптическую орбиту с высотой перигея 628 км и апогея 3380 км. Угол наклона орбиты по отношению к плоскости экватора равен $33,2^\circ$. На спутнике были установлены два фотоэлемента 1 и 5 (рис. 1), чувствительные в области спектра 0,6—0,8 м и обладающие углом зрения около 1° . Фотоэлементы смонтированы таким образом, что их приемные отверстия расположены под углом 45° к оси вращения спутника. Предполагалось, что при вращении спутника фотоэлементы будут поочередно направлены на Землю и дадут развертку распределения яркости по земной поверхности, подобную телевизионной развертке изображения. Из-за высокого альbedo облаков и более низкого альbedo поверхности суши и моря (за исключением, конечно, областей, покрытых снегом или льдом) облака могут быть идентифицированы по максимальным величинам яркости. Действительное движение спутника оказалось настолько сложным, что локализовать измеренные значения

яркости в отдельных точках было невозможно. Это обусловило неудачу эксперимента с Авангардом II.

Весьма плодотворным оказался, однако, первый опыт телевизионного прослеживания облачности, осуществленный с помощью спутника Тайрос I, запущенного 1 апреля 1960 г. (название этого спутника составлено из первых букв слов, которые имеют следующий буквальный перевод: телевизионные и инфракрасные наблюдения со спутника). Характеристики Тайроса I подробно описаны в работах ^{23, 27}. Укажем здесь только наиболее существенные (с приближенным переводом английских мер длины и веса

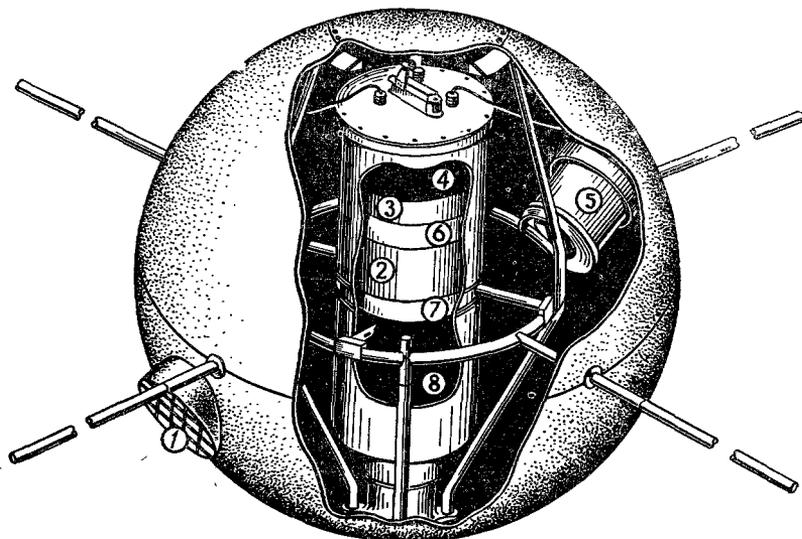


Рис. 1. Схема спутника Авангард II.

1 и 5 — фотоэлементы; 2 — регистратор; 3, 4, 6, 7 — радиотехнические узлы; 8 — источники тока.

в метрические). Вес спутника, представляющего собой цилиндр диаметром 102 см и высотой 47 см, составляет около 110 кг. Он был запущен на почти круговую орбиту с апогеем 750 км, перигеем 700 км и первоначальным периодом обращения 99,15 мин. Угол наклона орбиты равен 48,3°, и поэтому спутник совершал движение в полосе широт от 50° ю. ш. до 50° с. ш. На Тайросе I установлены две телевизионные камеры. Одна из них дает изображение полос земной поверхности размером 218 × 1290 км с разрешением порядка 1,6 км. Другая камера (с меньшим углом зрения) позволяет получить разрешение около 0,5 км. Изображение содержит 600 строк и передается непосредственно (если спутник находится над станцией приема) или записывается на магнитную ленту и передается во время прохождения спутника над пунктом приема. Так как объем памяти невелик, то на магнитной ленте могут быть зафиксированы только 32 фотографии. Время передачи этой информации составляет 3,5 мин. Снималась только освещенная часть северного полушария.

В качестве химических источников тока на спутнике использованы никель-кадмиевые батареи. Вся боковая поверхность спутника заполнена солнечными батареями, служащими для подзарядки никелькадмиевых батарей (число элементов солнечных батарей составляет 9200).

Спутник Тайрос I является неориентированным. При выходе на орбиту третья ступень ракеты вместе со спутником вращается для стабилизации со скоростью 125 об/мин. После выхода на орбиту «антиспиновый»

механизм уменьшает скорость вращения до 12 об/мин. Направление оси вращения должно оставаться неизменным в пространстве. Телевизионные камеры направлены параллельно оси вращения и в разные стороны и, таким образом, поочередно смотрят на Землю только на определенных участках орбиты. Ориентация оптических осей камер рассчитана таким образом, чтобы они были направлены на Землю в условиях наилучшего освещения. Практически оказалось, что направление оси вращения спутника не остается постоянным ввиду возмущений, вызванных влиянием магнитного и гравитационного полей Земли (см. ⁹). Однако на спутнике был предусмотрен специальный контроль

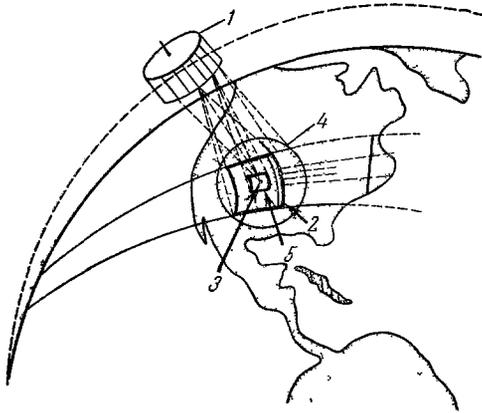


Рис. 2. Схема телевизионного прослеживания облачности со спутника.

1 — спутник, 2 — поле зрения широкоугольной камеры, 3 — поле зрения камеры с малым углом зрения, 4 — линия сканирования приемником инфракрасной радиации

ориентации с помощью сканирующего устройства, которое фиксирует линию раздела Земли и межпланетного пространства по инфракрасному излучению планеты.

На рис. 2 изображена схема телевизионного прослеживания облачности со спутника. Здесь площади 2 и 3 характеризуют поля зрения телевизионных камер, а окружность 4 указывает линию горизонта, фиксируемую сканирующим устройством. Цифрой 5 отмечена площадь, характеризующая угол зрения несканирующего приемника радиации, который предполагалось использовать для измерений инфракрасного

излучения планеты (эти измерения не были осуществлены на Тайросе I). За то время, пока фиксируемые наземной аппаратурой изображения были достаточно удовлетворительными (около трех месяцев), было получено более 20 000 фотографий различных участков земной поверхности. Основная трудность анализа полученных фотографий состояла в построении сетки географических координат для пространственной локализации полученных изображений. При этом необходимо было не только найти на фотографии изображение какой-либо детали земной поверхности, которую можно идентифицировать, но учесть искажения изображения, вносимые оптикой и электроникой.

Первоначальный анализ полученных результатов был осуществлен двояким образом ^{13, 14, 27, 31}. С одной стороны, анализировались отдельные фотографии, особенно в тех случаях, когда на рассматриваемой территории располагались крупномасштабные вихри или циклонические штормы, имеющие диаметр порядка 500—1000 км. С другой стороны, путем подбора большого числа фотографий (порядка 30) составлялись «мозаики», характеризующие распределение облачности на очень большой территории.

Неожиданным результатом анализа первых фотографий, полученных с помощью Тайроса I, было обнаружение крупномасштабных упорядоченных систем облачности.

Уже давно известно, что для тропических ураганов характерно наличие спиралевидных систем облачности. Оказалось, однако, что своеобразные спиралевидные системы облачности, связанные с сильными внутро-

пических штормами и имеющие характерные размеры до 1500 км и более, также являются одной из характерных особенностей распределения облачности по земному шару. На рис. 3 приведен пример такой спиралевидной системы облачности, обнаруженной 4 апреля 1960 г. в 1300 км к западу от южной Калифорнии (яркие участки соответствуют облачности). На этой фотографии отчетливо зафиксирована крупномасштабная система облаков. Одновременно очень ясно проявляется существование в атмосфере

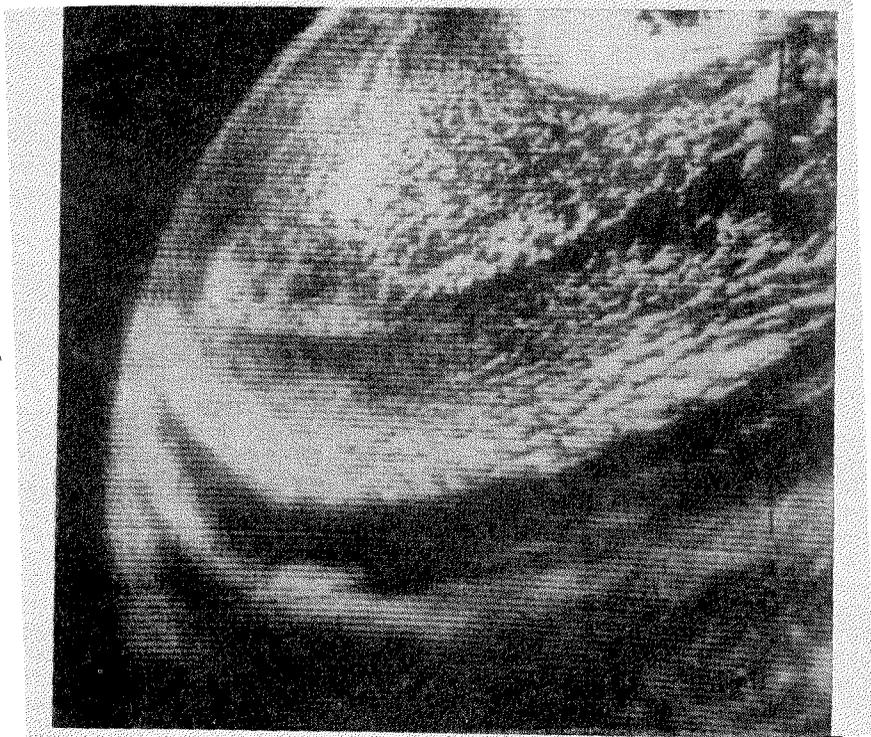


Рис. 3. Фотография распределения облачности в области шторма в Тихом океане.

движений разных масштабов: внутри широких крупномасштабных полос облачности заметны узкие полосы, состоящие из отдельных элементов. Вероятно, при большем разрешении эти элементы можно было бы расчленить на еще более мелкие образования. Существенно отметить, что фотография, изображенная на рис. 3, относится к акватории Тихого океана. В рассматриваемый день для этой акватории имелись только данные метеорологических наблюдений на нескольких кораблях, не позволяющие надежно контролировать синоптическую ситуацию. Фотография со спутника дает возможность гораздо более отчетливо судить о состоянии атмосферы и может служить хорошей иллюстрацией ценности метеорологических наблюдений с помощью спутников.

Хотя существование спиралевидных систем облачности является общей характерной особенностью внетропических штормов, тем не менее имеется заметное различие в структуре распределения облачности в различных случаях. Так, например, в областях штормов на континентах не обнаруживается такой тонкой и высокоорганизованной структуры полос облачности, как в случае океанических штормов. Для континентальных

штормов характерно наличие протяженных площадей с облачным покровом, причем промежутки между полосами облачности либо определены нечетко, либо вовсе отсутствуют (пример такого шторма 1 апреля 1960 г. в штате Небраска, США, изображен на рис. 4). Спиралеобразная форма облака создается в данном случае скорее клином сухого, безоблачного воздуха, искривленного в направлении центра шторма (правая верхняя часть рис. 4). Сопоставление фотографий, изображенных на рис. 3 и 4,



Рис. 4. Фотография распределения облачности в области шторма в штате Небраска, США.

звояет судить, насколько распределения облачности в области различных штормов обладают существенными специфическими особенностями. Это означает, что анализ этих особенностей на фотографиях может принести ценную информацию о характере метеорологических процессов.

Использование второго метода анализа фотографий путем составления «мозаик» распределения облачности на больших территориях позволяет получить представление о синоптической ситуации на территориях, сравнимых с размерами земного шара. Используя такие мозаики, Э. Фритц и Г. Векслер¹⁴ сделали попытку построить карты географического распределения облачности для обширной полосы широт от западного побережья США до центральной части Атлантического океана, а также от средней Атлантики до Ближнего Востока. Пока еще эти данные имеют, однако, чисто иллюстративный характер.

Исследования распределения облачности путем телевизионного прослеживания со спутников только еще начаты. Естественно поэтому, что в настоящее время в этой области имеется много нерешенных вопросов. Так, например, не нашел еще удовлетворительного разрешения вопрос о различении на фотографиях областей облачности, снега и льда. Хотя визуальные критерии в данном случае могут быть достаточно надежными (см. ³⁰), тем не менее необходимость разработки объективных методов является несомненно актуальной. Возможно, в данном случае существенную роль могли бы сыграть измерения поляризации отраженного света, поскольку поляризация радиации при рассеянии облаками и снегом (или льдом) существенно различна.

Безусловно важна проблема селекции ярусов и форм облаков. Особенно существенно в этой связи, что при наличии многоярусной облачности со спутника фиксируются только облака верхнего яруса.

Весьма существенно определение высоты, зафиксированной на фотографиях верхней границы облаков. Для решения этой задачи могут быть, по-видимому, использованы результаты измерений интенсивности уходящей радиации в ультрафиолетовой и близкой инфракрасной областях спектра (см. ¹⁰). Очевидно, что интенсивность уходящей ультрафиолетовой радиации в силу почти рэлеевского рассеяния в слое атмосферы выше облаков будет существенно зависеть от толщины этого слоя и, следовательно, положения верхней границы облачности. Для инфракрасной радиации (вне полос поглощения атмосферы) подобная зависимость интенсивности от толщины рассеивающего слоя будет выражена гораздо слабее, поскольку рассеяние в данном случае сравнительно мало. Если считать отражение радиации облаками неселективным, то отношение интенсивностей радиации в ультрафиолетовой и близкой инфракрасной областях спектра должно быть в первую очередь функцией толщины слоя между облаком и приемником радиации. Следует заметить, что степень поляризации света при рэлеевском рассеянии также существенно изменяется в зависимости от толщины рассеивающего слоя. Поэтому измерения поляризации могут давать дополнительную информацию для определения высоты верхней границы облачности. Совсем не решена еще проблема исследования распределения облачности в ночное время (на теневой стороне Земли), хотя и высказывалось предложение об использовании для этой цели результатов измерений инфракрасной радиации атмосферы и облаков.

Названные нерешенные проблемы лишь пример тех направлений, по которым должны развиваться исследования в дальнейшем. Существует, разумеется, еще очень много других серьезных вопросов.

2. ИЗМЕРЕНИЯ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА СИСТЕМЫ «ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — АТМОСФЕРА»

Если облачность является индикатором процессов, происходящих в атмосфере, то радиационный баланс системы «земная поверхность — атмосфера» определяет энергетику атмосферы (будем в дальнейшем для краткости говорить о радиационном балансе Земли). Очевидно, что исследование прихода-расхода тепла в атмосфере представляет собой задачу очень большой важности. Именно поэтому предпринимались неоднократные попытки расчета радиационного баланса Земли (см. ⁵). Многочисленные трудности, связанные с подобными расчетами, выдвигают на первый план задачу экспериментальных исследований радиационного баланса. Поскольку в данном случае исключительно важно получить сведения, охватывающие всю планету, спутники являются наиболее подходящим средством таких исследований.

Напомним уравнение радиационного баланса системы «земная поверхность — атмосфера»

$$R_s = Q_0(1 - A_s) - F_\infty \quad (1)$$

Здесь Q_0 — приход солнечной радиации за пределами атмосферы, A_s — альbedo системы «земная поверхность — атмосфера», F_∞ — уходящее излучение (тепловое излучение системы «земная поверхность — атмосфера»).

В настоящее время точность наземных косвенных методов определения солнечной постоянной составляет несколько процентов. Едва ли точность измерений потоков радиации на спутниках может быть более высокой. Поэтому величина прихода солнечной радиации может быть рассчита-

тана по известному значению солнечной постоянной (напомним, что последняя равна $2 \text{ кал/см}^2\text{мин}$). Таким образом, измерению подлежат значения альbedo планеты A_s и уходящего излучения F_∞ (заметим, однако, что сказанное выше совсем не означает того, что измерения солнечной постоянной со спутников не имеют смысла; такие измерения могут быть очень существенными при условии их достаточно высокой точности). Если считать Q_0 известным, то для определения альbedo A_s достаточно измерить величину уходящей коротковолновой радиации Q_∞ (т. е. радиации, отраженной Землей в мировое пространство). В таком случае $A_s = \frac{Q_\infty}{Q_0}$.

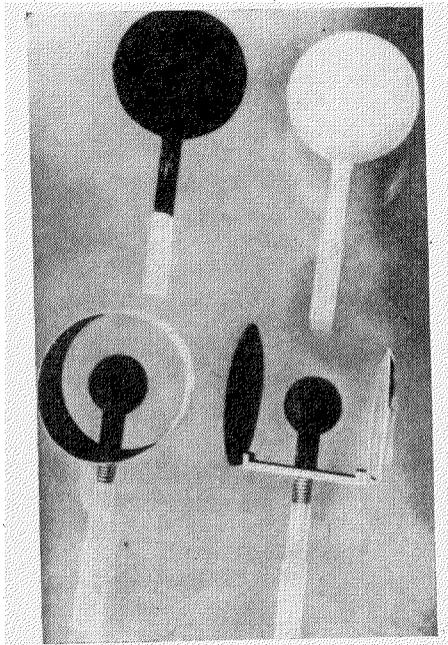


Рис. 5. Сферические приемники радиации.

С точки зрения принципиальной, для измерений радиационного баланса и его составляющих со спутников может быть использована аппаратура такого же типа, как и для наземных измерений. Существует, однако, определенная специфика подобных измерений на спутниках. В частности, если спутник не является ориентированным относительно Земли, необходимо при конструировании аппаратуры учесть или устранить влияние непрерывного изменения ориентации приемных поверхностей. Именно это соображение было прежде всего принято во внимание В. Суоми^{8, 28} при конструировании приборов для измерения радиационного баланса Земли со спутников.

Первоначально В. Суоми сконструировал приемники радиации, имеющие сферическую форму⁸. Естественно, что в этом случае влияние ориентации приемника относительно Земли и Солнца на его показания должно быть сведено к минимуму. Предполагалось установить сферические приемники радиации на концах антенн спутника. Для того чтобы иметь возможность независимо измерять отдельные компоненты радиационного баланса, поверхности сфер имели разные оптические характеристики. Два приемника (рис. 5) представляли собой тонкие серебряные сферы диаметром $3,12 \text{ см}$, одна из которых была снаружи зачернена, а другая — покрыта белой (для коротковолновой радиации) краской. Другие два приемника имели меньшие размеры, были оба зачернены и снабжены экранами для затенения солнечной радиации. Непосредственно измеряемой величиной

является температура сфeр. Одна серия измерений температуры четырех сфeр и одного контрольного значения должна занимать 30 сек, так что за время одного оборота спутника вокруг Земли может быть осуществлено около 180 серий измерений. Каждая из серий охватывает пространственную область протяженностью примерно 240 км. Если предположить, что общая продолжительность наблюдений составляет 80 дней, число серий наблюдений за это время будет равно 230 000.

Рассмотрим, каким образом может быть найдена связь между измеряемыми значениями температуры сферических приемников радиации и составляющими радиационного баланса. Обозначим через r радиус сфeры, a_S и a_L — ее поглощательные способности для коротковолновой и длинноволновой радиации. В таком случае имеем следующее приближенное уравнение теплового баланса сфeры в том случае, когда спутник находится на освещенной стороне Земли:

$$\pi r^2 (a_S S_0 + a_S D_\infty + a_L F_\infty) = 4\pi r^2 a_L \sigma T^4, \quad (2)$$

где S_0 — солнечная постоянная, D_∞ , F_∞ — потоки уходящей коротковолновой радиации и теплового излучения, T — температура поверхности сфeры. В данном случае предполагается, что приемник радиации не затенен самим спутником.

В случае зачерненной сфeры можно считать, что $a_S = a_L = 0,95$. Обозначая через T_b температуру черной сфeры, имеем согласно (2)

$$0,95 S_0 + 0,95 D_\infty + 0,95 F_\infty = 4 \cdot 0,95 \sigma T_b^4. \quad (3)$$

Если сфeра покрыта белой краской, отражающей коротковолновую радиацию, например $a_S = 0,05$, но поглощающей тепловое излучение ($a_L = 0,95$), то вместо (2) получим

$$0,05 S_0 + 0,05 D_\infty + 0,95 F_\infty = 4 \cdot 0,95 \sigma T_w^4, \quad (4)$$

где T_w — температура белой сфeры.

Если считать солнечную постоянную S_0 известной, то последних двух уравнений уже достаточно для определения искомым составляющих радиационного баланса D_∞ и F_∞ . Так, например, для уходящей коротковолновой радиации получим

$$D_\infty = \frac{4 \cdot 0,95}{0,90} \sigma (T_b^4 - T_w^4) - S_0. \quad (5)$$

Эту формулу не очень удобно использовать, особенно для расчета уходящей коротковолновой радиации при больших зенитных углах Солнца и низких альбедо подстилающей поверхности, когда D_∞ в (5) является малой разностью двух значительно бoльших величин (естественно, что в этом случае ошибка расчета по (5) будет значительной). Гораздо более надежным является использование приемника радиации, обладающего иными оптическими свойствами, чем черный и белый приемники (нечувствительного к тепловому излучению). Если, кроме того, такой приемник затенен от Солнца, то его температура будет определяться главным образом величиной уходящей коротковолновой радиации. Именно поэтому В. Суоми предложил применять затененные от Солнца сферические приемники (рис. 5), обладающие следующими оптическими свойствами: $a_S = 0,90$, $a_L = 0,10$. Сочетание двух типов экранов (кольцо и диски) позволяет обеспечить затенение одного из двух приемников при любом положении спутника относительно Солнца. Задача определения составляющих радиационного баланса Земли решается в данном случае на основе использования переопределенной системы трех уравнений для двух неизвестных величин. В этом случае возможно, очевидно, независимое определение солнечной

постоянной, если рассматривать упомянутые три уравнения как уравнения для трех неизвестных величин.

Если спутник находится в тени Земли ($S_0 = D_\infty = 0$), то температура любого из приемников радиации определяется только величиной уходящего излучения F_∞ .

Первый опыт измерений радиационного баланса был осуществлен с помощью спутника Эксплорера VII, запущенного 13 октября 1959 г. Этот спутник весом около 37 кг был запущен на орбиту с перигеем 550 км и апогеем 1080 км (первоначальный период обращения составлял 101,2 мин). Уже в октябре того же года передатчик спутника прекратил работу, и поэтому наблюдения были сравнительно непродолжительными. Средняя часть Эксплорера VII представляла собой круговой цилиндр, на боковой поверхности которого были установлены полусферические (вместо предполагавшихся первоначально сферических) приемники радиации. Отсутствие публикаций о результатах этой работы не позволяет судить о том, какие выводы были получены в итоге анализа данных наблюдений. В докладе В. Суоми²⁸ было лишь сообщено, что данные измерений уходящего излучения F_∞ (на неосвещенной стороне Земли) удовлетворительно согласуются с результатами расчетов среднеширотного распределения уходящего излучения, выполненных Г. Хотонем (см. ⁸).

Рассмотренная выше методика обработки результатов измерений радиационного баланса является предельно упрощенной. Если иметь в виду описанные выше приемники радиации, то безусловно необходимо учитывать возможность паразитной «подсветки» приемников за счет отражения радиации от корпуса спутников. Несомненно также, что лишь приближенно справедливо лежащее в основе (2) и других формул предположение о равенстве количества радиации, поглощенного сферой и плоской поверхностью, равновеликой поперечному сечению сферы. Реальные покрытия (сажа, магnezия и др.) всегда обладают зависимостью отражательной способности от угла падения радиации (т. е. являются неортогруппными). Поэтому при определении количества радиации, поглощенного сферой, необходимо учитывать неортогруппность ее поверхности и, следовательно, конкретную геометрию приемника радиаций. Наконец, имеется еще одна принципиальная трудность интерпретации результатов измерений со спутников, которая проявляется независимо от применяемого типа приемника радиации.

Приемник радиации, установленный на спутнике, находится на очень большой высоте над поверхностью Земли (известно, что спутники с высотой перигея менее 200 км не могут существовать длительно). Поэтому приемная поверхность приемника радиации «видит» участки земной поверхности огромной протяженности. Так, например, при высоте спутника около 1000 км размер наземного поля зрения прибора составляет примерно 7% всей поверхности земного шара. Подобный масштаб осреднения слишком велик. Кроме того, надо иметь в виду, что в зависимости от специфики той или иной задачи может потребоваться информация о составляющих радиационного баланса Земли, осредненных по площадям различных размеров.

Заметим, кстати, что с точки зрения трансформации потоков радиации атмосферой вполне достаточно ограничиться измерением интегральных потоков D_∞ и F_∞ на высотах порядка 20—30 км. Всю остальную (выше лежащую) часть атмосферы в отношении трансформации интегральных потоков радиации можно считать оптически пустой (диатермической). Все это выдвигает задачу отыскания связи между величинами радиационного баланса и его составляющих, измеренными со спутника, и соответствующими значениями, которые могут быть получены путем измерений на

меньших высотах. Иначе говоря, речь идет о связи между величинами радиационного баланса и его составляющими на различных высотах в атмосфере.

Возможен, однако, и другой путь решения рассматриваемой задачи. Если ограничить угол зрения приемников радиации узким телесным углом, «вырезающим» сравнительно небольшой участок земной поверхности, то можно даже при большой высоте спутника осуществлять осреднение измеряемых величин по небольшим площадям. Пусть $I(\vartheta, \psi)$ — функция, характеризующая угловое распределение интенсивности радиации, достигающей спутника (ϑ — угол между направлениями луча и надира, ψ — азимутальный угол). Тогда прибор, имеющий телесный угол зрения Ω , будет измерять следующий поток радиации:

$$F_{\Omega}(h) = \int_{(\Omega)} I(\vartheta, \psi) \cos \vartheta d\Omega. \quad (6)$$

Здесь h — высота спутника над земной поверхностью. Обозначим через A площадь того участка земной поверхности, который «вырезается» телесным углом Ω . В таком случае можно считать, что в данном случае приемник радиации получает радиацию от площадки A в пределах телесного угла Ω . Практически нас интересует полусферический восходящий поток радиации от упомянутой площадки, т. е. приход радиации от этой площадки на открытую горизонтальную поверхность, расположенную на некоторой высоте h_1 . Обозначим эту величину через $F(h_1)$. Очевидно, что $F(h_1) \neq F_{\Omega}(h)$. Таким образом, необходимо найти связь между этими величинами. Только после этого задача определения искомого полусферического потока радиации $F(h_1)$ будет решена.

Существенно при этом, что «локализация» потока $F(h_1)$ (определение высоты h_1) представляет собой нетривиальную задачу. Совершенно ясно, что h_1 нельзя определять как высоту той точки, для которой контур площадки A совпадает с линией видимого горизонта (обозначим высоту этой точки через h'_1). Нетрудно понять, что всегда должно быть $h_1 > h'_1$. В случае плоской Земли (это соответствует малым высотам h) прибор с незаэкранированной плоской приемной поверхностью всегда «видит» земную поверхность вплоть до истинного горизонта. Тем не менее размеры площадки, приход радиации с которой измеряется, будут возрастать по мере увеличения высоты прибора. Это определяется тем, что главный вклад в приход радиации на приемную поверхность вносят те участки земной поверхности, которые находятся вблизи надира. Отсюда вытекает, что величину A надо понимать как некоторую «эффективную» площадь, обуславливающую основной вклад радиации. Естественно, что эффективная площадь должна быть всегда меньше поля зрения прибора и, следовательно, в случае сферической Земли должно иметь место неравенство $h_1 > h'_1$.

Перейдем теперь от высказанных выше качественных соображений к количественному рассмотрению, основанному на использовании некоторых результатов, полученных Д. Лондоном, К. Ояма и Г. Виброком²².

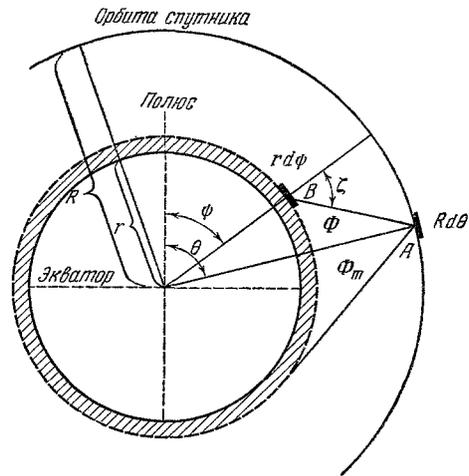


Рис. 6. К вопросу об измерениях радиационного баланса со спутников.

Представим себе, что спутник находится в точке A круговой полярной орбиты (рис. 6). Прибор обращен незаэкранированной плоской приемной поверхностью в сторону Земли (заптрихованная полоса на рис. 6 соответствует той части атмосферы, которая существенно трансформирует потоки радиации; с этой точки зрения верхнюю границу этой области можно рассматривать как границу атмосферы). В данном случае приемная поверхность «видит» земную поверхность в пределах конуса, образующая которого составляет с вертикалью угол Φ_m . Поток радиации $F_S(\theta)$, падающий на приемную поверхность, равен

$$F_s(\theta) = \int_{-\Phi_m}^{\Phi_m} I_s(\theta, \Phi) \cos \Phi d\Phi, \quad (7)$$

где $I_s(\theta, \Phi)$ — интенсивность радиации, достигающей спутника. Заметим, что мы рассматриваем в данном случае двухмерную модель Земли.

Как видно из рис. 6,

$$\sin \Phi_m = \frac{r}{R}. \quad (8)$$

Если, например, спутник находится на высоте 700 км, то $\Phi_m = 64^\circ$. Обозначим, далее, через $F(\psi)$ — интересующий нас (но не измеряемый непосредственно) поток радиации на уровне условной верхней границы атмосферы (в точке B). Так как толщина слоя атмосферы, трансформирующего потоки радиации, невелика, будем иметь

$$F(\psi) = \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} I(\psi, \zeta) \cos \zeta d\zeta. \quad (9)$$

Задача теперь состоит в том, чтобы найти связь между потоками радиации $F(\theta)$ и $F(\psi)$. Очевидно, что при $r = R$ имеет место тождество $F(\theta) \equiv F(\psi)$. Если $R \gg r$, то должно быть справедливо следующее соотношение:

$$I_s(\theta, \Phi) = I(\psi, \zeta). \quad (10)$$

Отметим, однако, что это соотношение имеет практический смысл в том случае, если предположить, что атмосфера является сферически симметричной (в данном случае это означает независимость строения и состава атмосферы от широты).

Напишем следующие соотношения, вытекающие из рассмотрения рис. 6:

$$\frac{\sin \Phi}{r} = \frac{\sin \zeta}{R} = \frac{\sin(\theta - \psi)}{q}, \quad (11)$$

$$q = R \cos \Phi - r \cos \zeta. \quad (12)$$

Согласно (11)

$$\sin \Phi = \frac{r}{R} \sin \zeta = \sin \Phi_m \cdot \sin \zeta.$$

Дифференцируя последнее соотношение, получим

$$\cos \Phi d\Phi = \sin \Phi_m \cos \zeta d\zeta. \quad (13)$$

Из (11) и (12) вытекает также

$$\begin{aligned} \sin(\theta - \psi) &= \frac{q}{R} \sin \zeta = (\cos \Phi - \sin \Phi_m \cdot \cos \zeta) \sin \zeta = \\ &= (\sqrt{1 - \sin^2 \Phi_m \cdot \sin^2 \zeta} - \sin \Phi_m \cdot \cos \zeta) \sin \zeta. \end{aligned}$$

Это означает, что правая часть последнего соотношения является функцией только ζ . Введем поэтому обозначение

$$\theta - \psi = a(\zeta), \quad (14)$$

где

$$a(\zeta) = \arcsin \left[(\sqrt{1 - \sin^2 \Phi_m \cdot \sin^2 \zeta} - \sin \Phi_m \cdot \cos \zeta) \sin \zeta \right].$$

Найдем теперь с учетом (10), (13) и (14)

$$I_s(\theta, \Phi) \cos \Phi d\Phi = \sin \Phi_m \cdot I(\theta - a(\zeta), \zeta) \cos \zeta d\zeta.$$

Таким образом, вместо (7) получим

$$F_s(\theta) = \sin \Phi_m \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} I(\theta - a(\zeta), \zeta) \cos \zeta d\zeta. \quad (15)$$

Согласно (9) имеем для потока радиации на уровне условной верхней границы атмосферы на широте θ

$$F(\theta) = \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} I(\theta, \zeta) \cos \zeta d\zeta. \quad (16)$$

Последние две формулы позволяют получить искомую связь между потоками радиации на различных высотах в атмосфере. Для конкретных оценок необходимо, однако, располагать данными об угловом распределении интенсивности радиации. В противном случае связь между $F_s(\theta)$ и $F(\theta)$ найти невозможно. Таким образом, измерение с помощью приборов, установленных на спутнике, одних только полусферических потоков радиации не дает решения задачи определения потоков радиации на других интересующих нас уровнях. Решение этой задачи может быть получено только на основе экспериментальных данных об угловом распределении интенсивности уходящей радиации по диску планеты. Даже и в этом случае при обработке данных наблюдений необходимо предполагать наличие сферической симметрии атмосферы, которая в действительности никогда не осуществляется из-за неоднородности земной поверхности и горизонтальной неоднородности распределения облачности.

Количественные оценки влияния упомянутых выше факторов на соотношение между потоками радиации на разных высотах очень трудны и до сих пор не были выполнены. Таким образом, пока еще нет возможности судить о том, в какой степени влияние этих факторов имеет практическое значение. Если характер углового распределения интенсивности радиации не влияет на соотношение между потоками радиации $F_s(\theta)$ и $F(\theta)$ (это осуществляется в случае изотропности радиации, т. е. при $I = \text{const}$), то имеет место предельно простая связь между ними

$$F_s(\theta) = F(\theta) \frac{r^2}{R^2}. \quad (17)$$

Несколько более сложная формула получается в том случае, когда приемники радиации являются сферическими:

$$F_s(\theta) = F(\theta) \left(1 - \frac{\sqrt{R^2 - r^2}}{R} \right). \quad (18)$$

При выводе этой формулы предполагается, что $F = \int I d\Omega$. Заметим также, что формула (17) определяет поток радиации на плоскую поверхность,

нормаль к которой совпадает с направлением к центру Земли. Более сложный случай произвольной ориентации поверхности был рассмотрен Т. Альшпулером ⁷.

В таблице II приведены для иллюстрации результаты расчетов уходящей коротковолновой радиации D_∞ и теплового излучения F_∞ на различных высотах в атмосфере, выполненные П. Гестом ³ для случаев плоского

Таблица II

	Высота (в км)											
	320		480		560		1120		1600		3200	
	D_∞	F_∞	D_∞	F_∞	D_∞	F_∞	D_∞	F_∞	D_∞	F_∞	D_∞	F_∞
Пластина . .	0,33	0,29	0,31	0,28	0,31	0,27	0,26	0,23	0,23	0,21	0,16	0,14
Сфера . . .	0,50	0,45	0,46	0,41	0,44	0,39	0,34	0,31	0,29	0,26	0,18	0,16

и сферического приемников радиации (в последнем случае рассчитано количество радиации, приходящее на единицу поперечного сечения сферы). Все величины выражены в *кал/см²мин.* Как видно из таблицы II, влияние так называемого эффекта дилуции (разрежения) излучения в рассматриваемом интервале высот весьма значительно. Несомненно, этот чисто геометрический эффект, обусловленный уменьшением угла Φ_m по мере роста высоты, должен преобладать над влиянием характера углового распределения интенсивности радиации на вертикальный профиль потоков радиации, если речь идет о большом диапазоне высот. Таким образом, для приближенных оценок потоков радиации на различных уровнях по измерениям на спутнике величинам можно воспользоваться простым соотношением (17) или (18). Очевидно, что проблема пересчета потоков окажется наиболее трудной, когда высота спутника сравнительно невелика (300—400 км), и изменение потоков радиации с высотой определяется в первую очередь не эффектом дилуции, а влиянием углового распределения интенсивности радиации.

Приведенные выше выкладки относятся к задаче о связи полусферических потоков радиации на различных высотах. Очевидно, что вопрос о соотношении между потоком радиации в пределах небольшого телесного угла F_2 и полусферическим потоком на интересующей нас высоте должен решаться на той же основе.

3. ТЕРМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

Как известно, в теплотехнике весьма детально разработаны и широко применяются методы определения температуры тел по их тепловому излучению. Измеряя тепловое излучение атмосферы с помощью приемника, установленного на спутнике, можно аналогичным образом определять температуру различных слоев атмосферы. Впервые такая идея была высказана Д. Кингом ^{20,21}.

Инфракрасный спектр поглощения атмосферы обладает очень резко выраженной селективностью (см. ⁵). Соответственно этому интенсивность теплового излучения атмосферы существенно зависит от длины волны. В тех областях спектра, где поглощение инфракрасной радиации интенсивно ($\lambda < 8 \mu$, $\lambda > 12 \mu$), спутника будет достигать только тепловое излучение внешних слоев атмосферы. Основными излучающими радиацию компонентами атмосферы являются водяной пар, углекислый газ и озон.

Концентрация всех этих газов за пределами стратосферы и мезосферы ничтожно мала. Таким образом, в области сильного поглощения радиации излучающими слоями будут различные слои стратосферы и мезосферы. Очевидно, что толщина излучающего слоя должна зависеть от интенсивности поглощения в рассматриваемом участке спектра. В области слабого поглощения (например, «атмосферное окно» 8—12 μ) спутника будет достигать радиация, представляющая собой «смесь» излучения земной поверхности и большой толщи атмосферы. В этом случае тепловое излучение является сложной функцией температуры земной поверхности и стратификации атмосферы.

Нетрудно показать⁵, что интенсивность монохроматического теплового излучения частоты ν , проходящего в направлении зенитного угла ϑ через верхнюю границу атмосферы (в данном случае можно считать, что эта условная верхняя граница расположена примерно на высоте 100 км), определяется соотношением

$$I_{\nu}(0, \mu) = \int_0^{\infty} E_{\nu}(\tau) e^{-\frac{\tau}{\mu}} d\tau. \quad (19)$$

Здесь τ — оптическая толщина атмосферы, отсчитываемая от верхней границы последней, $\mu = \cos \vartheta$, $E_{\nu}(\tau)$ — интенсивность монохроматического излучения абсолютно черного тела на уровне τ , являющаяся функцией температуры на этом уровне (функция Планка).

Соотношение (19) наглядно отражает тот факт, что интенсивность теплового излучения является функцией стратификации атмосферы. С математической точки зрения интересующая нас задача сводится к необходимости обращения интеграла (19), т. е. решения интегрального уравнения Фредгольма первого рода. Рассмотрим метод решения этой задачи, предложенной Д. Кингом²¹ и основанной на использовании приближенного метода Вольтерра.

Представим функцию Планка в виде следующего ряда:

$$E_{\nu}(\tau) = \sum_{i=1}^n a_i S_i, \quad (20)$$

где

$$S_i = \begin{cases} 1 & \text{в интервале } \tau_{i-1} < \tau < \tau_i, \\ 0 & \text{в остальной части атмосферы.} \end{cases} \quad (21)$$

Здесь a_i — численные коэффициенты, а суммирование по индексу i эквивалентно разбиению атмосферы на n слоев.

Подставляя (20) в (19), получим

$$I_{\nu}(0, \mu) = \sum_{i=1}^n a_i l_i, \quad (22)$$

где

$$l_i = e^{-\frac{\tau_{i-1}}{\mu}} - e^{-\frac{\tau_i}{\mu}}. \quad (23)$$

Выберем n значений μ , равных $\mu = \mu_j$ ($j = 1, 2, \dots, n$). Обозначая $I_j = I(0, \mu_j)$, запишем теперь (22) в виде совокупности n уравнений для определения коэффициентов a_i

$$I_j = \sum_{i=1}^n a_i l_{ij}, \quad j = 1, 2, \dots, n. \quad (24)$$

Распространим теперь полученные соотношения на случай немонахроматической радиации, заключенной в пределах полосы частот $\Delta\nu$. В этом случае вместо (19) имеем (см. ⁵)

$$I(0, \mu) = - \int_0^{\infty} E(\tau) \frac{dP}{d\tau} d\tau, \quad (25)$$

где P — функция пропускания, характеризующая долю радиации, прошедшей данным поглощающим слоем (эту величину можно определить так же, как вероятность того, что фотон, испущенный в полосе $\Delta\nu$ на оптической глубине τ , выйдет через границу слоя, не испытав поглощения).

Подстановка (20) в (25) дает

$$I(0, \mu) = \sum_{i=1}^n a_i (P_{i-1} - P_i). \quad (26)$$

Аналогично предыдущему найдем далее

$$I_l = \sum_{i=1}^n a_i l_{il}, \quad l = 1, 2, \dots, n, \quad (27)$$

где

$$l_{il} = P(\tau_{i-1}, \mu_l) - P(\tau_i, \mu_l). \quad (28)$$

Решая уравнение (27) относительно коэффициентов a_i , мы можем вслед за тем по известным a_i вычислить по формуле (20) функцию Планка $E_\nu(\tau)$. Используя известное выражение для функции Планка

$$E_\nu(\tau) = \frac{\frac{2h\nu^3}{c^2}}{\exp \frac{h\nu}{kT(\tau)} - 1},$$

нетрудно вслед за тем рассчитать зависимость температуры от оптической толщины $T(\tau)$. Это и решает поставленную задачу.

Очевидно, что в данном случае функция пропускания, а также распределение по вертикали концентрации поглощающего и излучающего вещества должны быть известны. К сожалению, в работах Д. Кинга не было рассчитано ни одного конкретного примера, который мог бы иллюстрировать эффективность предложенного метода.

Поскольку до сих пор программа измерений инфракрасной радиации на спутниках, требуемая для решения рассматриваемой задачи, еще не была выполнена, практическое применение описанного метода возможно осуществить лишь в будущем. Рассмотренная выше задача может решаться также путем измерения инфракрасной радиации с помощью приемников, установленных на ракетах или высотных аэростатах. Как известно ², в СССР уже проводились измерения инфракрасной радиации на высотных ракетах. По данным Д. Кинга ²¹ в США планируются измерения на высотных аэростатах с помощью инфракрасного фотометра с интерференционными светофильтрами, выделяющими участки спектра вблизи таких длин волн: 6 μ (центр полосы поглощения водяного пара), 9,6 μ (центр полосы поглощения озона), 11 μ (центр «атмосферного окна»), 15 μ (центр полосы поглощения углекислого газа).

За последнее время идея термического зондирования атмосферы путем измерений уходящего излучения в различных областях спектра обсуждалась в работах ^{15, 17, 18, 32}. Л. Каплан ^{17, 18} предложил использовать для этой цели измерения уходящего излучения в области 15 μ (полоса углекислого газа) для участков спектра шириной порядка 5 cm^{-1} . Существен-

ное преимущество измерений в области полосы углекислого газа состоит в том, что в данном случае не представляет труда задание концентрации поглощающей и излучающей радиацию компоненты атмосферы. Известно, что объемная концентрация углекислого газа в атмосфере мало изменяется и составляет в среднем 0,03%. Определив температурную стратификацию по данным измерений уходящего излучения в полосе CO_2 , можно вслед за тем использовать результаты аналогичных измерений в области поглощения радиации водяным паром для решения задачи о вертикальном распределении концентрации водяного пара.

Позднее Л. Каплан¹⁸ рассчитал пример, иллюстрирующий возможности практического применения предлагаемого им метода. Для большой совокупности вертикальных распределений температуры, заданной для уровней семи изобарических поверхностей: 1000 мб (земная поверхность), 700; 400; 300; 200; 100 и 50 мб, были вычислены величины интенсивности восходящего теплового излучения на уровне 50 мб. Поскольку вертикальное распределение температуры в данном случае характеризуется значениями последней на семи уровнях, было достаточно осуществить расчеты интенсивности радиации для семи частот (концентрация принята равной 0,26 «см»/мб). Имея таблицу вычисленных для разных стратификаций интенсивностей радиации I_{ν_0} и измеренные значения уходящего излучения для семи частот I_{ν} , можно выбрать в таблице распределение температуры таким образом, чтобы величина $\sum_{(\nu)} (I_{\nu} - I_{\nu_0})^2$ была минимальной.

Для более точного отыскания «наилучшего» распределения температуры Л. Каплан предложил также использовать формализм теории возмущений. Выполнив серию «мысленных экспериментов», Л. Каплан нашел, что в ряде случаев совпадение «истинного» распределения температуры и вычисленного по данным «измерений» уходящего излучения было вполне удовлетворительным. Однако в других случаях, несмотря на идеализированный характер расчетов, согласие оказалось недостаточно удовлетворительным. При наличии сплошной облачности можно считать верхнюю границу облачного слоя непрозрачной. Очевидно, что в этом случае измерения могут дать информацию о температуре и высоте верхней границы облаков. Однако в реальных условиях частичной облачности и отсутствия резких переходов от облачной к безоблачной части атмосферы интерпретация данных измерений уходящего излучения возможна лишь при одновременном телевизионном прослеживании облачности. Оценки, сделанные Л. Капланом, показывают, что существенным источником ошибок измерений могут явиться шумы радиотехнических устройств. Даже при отношении сигнала к шуму, равном 30 к 1, ошибки в определении температуры, обусловленные шумами, достигают 3—4°.

Основная трудность термического зондирования атмосферы с помощью измерений теплового излучения состоит в необходимости доказать возможность однозначного решения задачи. Совершенно очевидно, что использование данных измерений уходящего излучения в сравнительно широких участках спектра, на протяжении которых коэффициент поглощения сильно изменяется, не даст нужных результатов: в этом случае «излучающий слой» будет слишком протяженным и изменчивым. Иллюстрацией к этому выводу могут служить результаты расчетов распределения энергии в спектре уходящего излучения, выполненных в работе⁶. В этой работе изучалась зависимость спектрального состава уходящего излучения от стратификации атмосферы. На основе данных об интенсивности уходящего излучения в различных областях спектра $I_{\Delta\lambda}$ были вычислены значения эффективных температур по соотношению $I_{\Delta\lambda} = \frac{\sigma}{\pi} T_{\text{эфф}}^4$ (σ —

постоянная Стефана—Больцмана). Если температура на данном уровне z равна эффективной, то, очевидно, излучение в рассматриваемой области спектра генерируется главным образом вблизи уровня z . Если, кроме того, при любой стратификации значение эффективной температуры, вычисленное для определенной области спектра, всегда соответствует истинной температуре на одном и том же уровне z , то это означает, что уходящее излучение является однозначной характеристикой температуры атмосферы на данном уровне. Имея совокупность значений $I_{\Delta\lambda}$ для разных областей спектра, можно в таком случае найти температуру на различных уровнях и, следовательно, вертикальное распределение температуры.

Таблица III

Эффективные температуры системы «земная поверхность—атмосфера»

Участок спектра, μ	Стратификация III		Стратификация II		Стратификация I	
	$t_{\text{эфф}}, ^\circ\text{C}$	$p, \text{мб}$	$t_{\text{эфф}}, ^\circ\text{C}$	$p, \text{мб}$	$t_{\text{эфф}}, ^\circ\text{C}$	$p, \text{мб}$
1,08—1,20 (H_2O ; 1,1 μ)	12,8	825	-17,2	780	-30,2	890
1,25—1,38 (H_2O ; 1,38 μ)	12,3	820	-17,9	765	-30,9	865
1,38—1,50 (H_2O ; 1,38 μ ; CO_2 ; 1,4 μ)	12,0	815	-18,2	760	-31,0	870
1,50—1,54 (H_2O ; 1,38 μ)	11,8	810	-18,1	760	-30,9	875
1,54—1,67 (CO_2 ; 1,6 μ)	16,9	960	-17,0	1000	-30,0	900
1,70—1,92 (H_2O ; 1,87 μ)	17,0	1000	-19,0	755	-31,0	870
1,92—2,08 (H_2O ; 1,87 μ ; CO_2 ; 2,0 μ)	9,5	780	-20,2	735	-32,3	840
2,08—2,15 (CO_2 ; 2,0 μ)	15,5	885	-18,0	765	-31,1	870
2,27—2,63 (H_2O ; 2,7 μ)	3,2	710	-22,5	710	-34,0	800
2,63—2,87 (H_2O ; 2,7 μ ; CO_2 ; 2,7 μ)	-9,8	545	-32,5	595	-42,4	595
2,87—2,99 (H_2O ; 2,7 μ)	3,2	710	-23,4	700	-34,1	800
2,99—3,57 (H_2O ; 3,2 μ)	9,0	755	-18,3	760	-31,0	870
4,00—4,63 (CO_2 ; 4,3 μ)	1,6	700	-27,5	650	-38,2	690
4,88—8,70 (H_2O ; 6,3 μ)	-11,4	525	-28,5	640	-38,0	700
8,70—9,09 (H_2O)	16,0	900	-17,0	1000	-30,3	890
10,55—12,28 (H_2O)	15,7	895	-17,1	1000	-30,0	900
12—13 (H_2O ; CO_2 ; 15 μ)	11,2	800	-19,0	755	-31,2	865
13—14 »	-15,5	485	-36,0	555	-47,5	520
14—15 »	-47,7	200	-54,2	415	-61,2	310
15—16 »	-47,2	205	-53,0	435	-60,0	325
16—17 »	-20,8	440	-36,1	550	-46,2	540
17—18 »	-20,0	445	-30,8	615	-38,0	700

В таблице III приведены результаты расчетов эффективной температуры, выполненных в работе ⁶ для трех различных стратификаций атмосферы, и указаны высоты, которым соответствуют такие же значения температуры воздуха. Из таблицы III видно, что уровень истинной температуры воздуха, равной по величине эффективной температуре, колеблется в весьма широких пределах. Это означает, что в данном случае невозможно установить достаточно однозначное соответствие между уходящим излучением в какой-либо области спектра и температурой воздуха на определенном уровне в атмосфере.

Расчеты, выполненные в работе ⁶, относятся к сравнительно широким областям спектра. В этой связи очень существенно выяснить, дадут ли иные результаты вычисления уходящего излучения для более узких участков спектра. Работа С. Гринфилда и У. Келлога ¹⁵ дает отрицательный ответ на этот вопрос. Эти авторы рассчитали для различных участков спектра

вертикальное распределение вкладов в уходящее излучение от слоев атмосферы, которым соответствует разность давлений, равная 50 мб. Расчеты

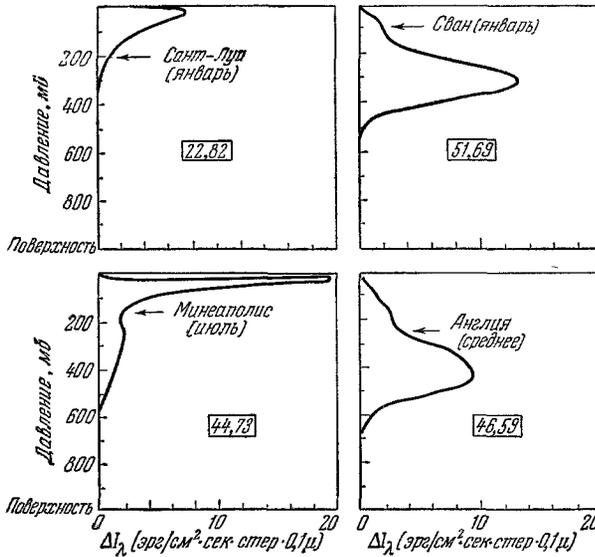


Рис. 7. Уходящее излучение при $\lambda=6,0 \mu \left(\frac{\text{эрг}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{стер} \cdot 0,1 \mu} \right)$.

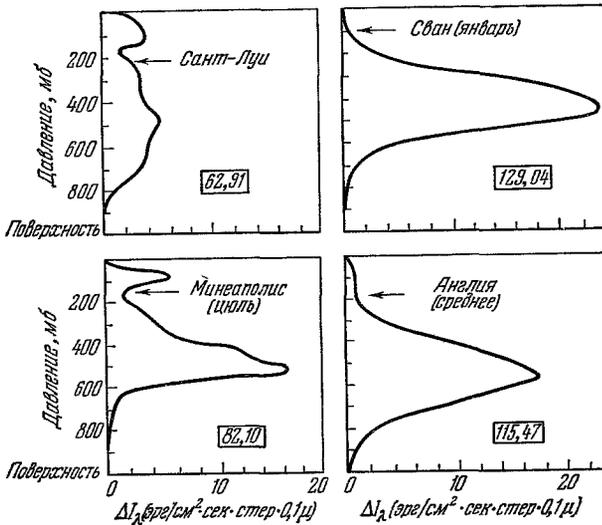


Рис. 8. Уходящее излучение при $\lambda=6,2 \mu \left(\frac{\text{эрг}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{стер} \cdot 0,1 \mu} \right)$.

были проделаны для области атмосферного «окна» 8—13 μ , а также длин волн 6,0 и 6,2 μ в интенсивной полосе поглощения водяного пара (в последних двух случаях рассматривались участки спектра шириной 0,1 μ). Вычисления для «окна» показали, что здесь основной вклад в уходящее излучение вносит земная поверхность. Однако и доля излучения тропосферы также очень значительна, составляя от 1/3 до 2/3, в зависимости от стратификации атмосферы. Результаты расчетов для длин волн 6,0 и 6,2 μ изображены на рис. 7 и 8. Здесь цифры, заключенные в прямоугольник,

характеризуют полное уходящее излучение. Стрелками отмечено положение тропопаузы. Рассмотрение приведенных рисунков показывает, что уходящее излучение даже для участков спектра, имеющих ширину только $0,1 \mu$, не является однозначной характеристикой температуры на каком-либо уровне: кривые вертикального распределения вклада различных слоев атмосферы в уходящее излучение чрезвычайно изменчивы в зависимости от стратификации атмосферы. Существенно подчеркнуть при этом, что рассмотренные результаты относятся к условиям безоблачной атмосферы. Естественно, что при наличии облачности картина изменится в худшую сторону.

Таким образом, имеющиеся количественные оценки возможности термического зондирования по данным измерений уходящего теплового

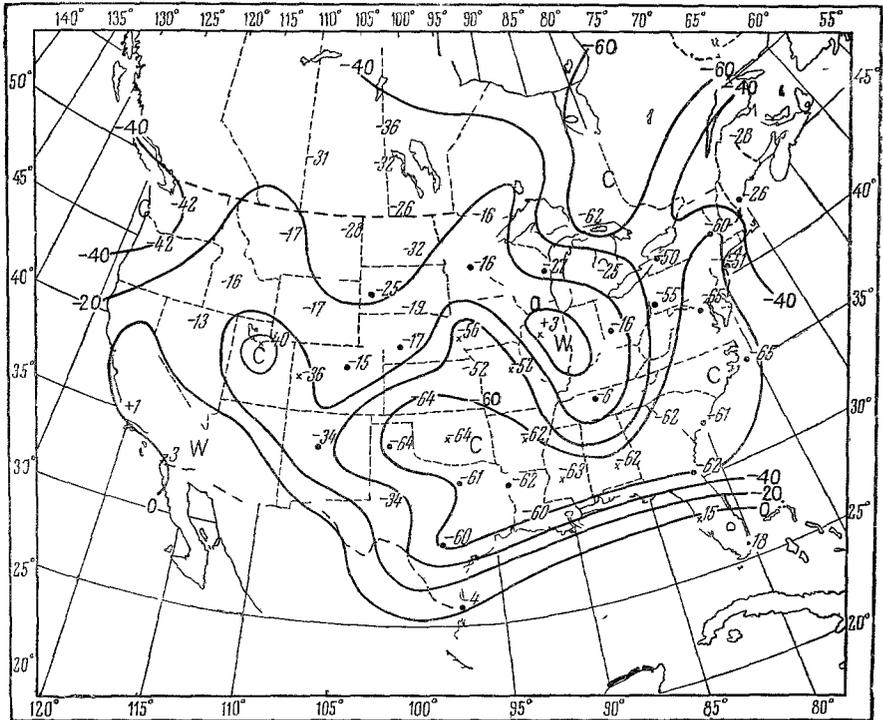


Рис. 9. Географическое распределение эффективной температуры (1200, 9.11.1959).

излучения в различных областях спектра пока что не дают обнадеживающих результатов. Главная трудность решения этой задачи состоит в сильно выраженной селективности теплового излучения атмосферы. Полуширина линий поглощения (и соответственно излучения) вблизи земной поверхности составляет менее $0,1 \text{ см}^{-1}$ и уменьшается с высотой пропорционально давлению. Поэтому влияние селективности может быть мало только на протяжении предельно узких участков спектра, имеющих ширину порядка $10^{-2} - 10^{-3} \text{ см}^{-1}$. К сожалению, измерения теплового излучения для таких узких участков спектра пока еще практически неосуществимы.

Хотя перспективы использования данных измерений уходящего излучения в различных областях спектра для исследования вертикального распределения температуры пока еще не являются обнадеживающими,

это не означает, что такого рода измерения вообще не представляют интереса. Напротив, результаты работы Р. Векслера³² показывают, что полученное путем наблюдений со спутника географическое распределение уходящего излучения в различных областях спектра может явиться источником очень важной информации о горизонтальной неоднородности поля температуры. Особенно наглядные результаты получаются при анализе географического распределения уходящего излучения в области атмосферного «окна» 8—13 μ .

На рис. 9 изображены результаты выполненных Р. Векслером расчетов уходящего излучения в «окне» по данным аэрологических зондирований в ряде пунктов США и Канады в 12 часов 9 февраля 1959 г. Наземная синоптическая карта за тот же срок приведена на рис. 10. Как видно

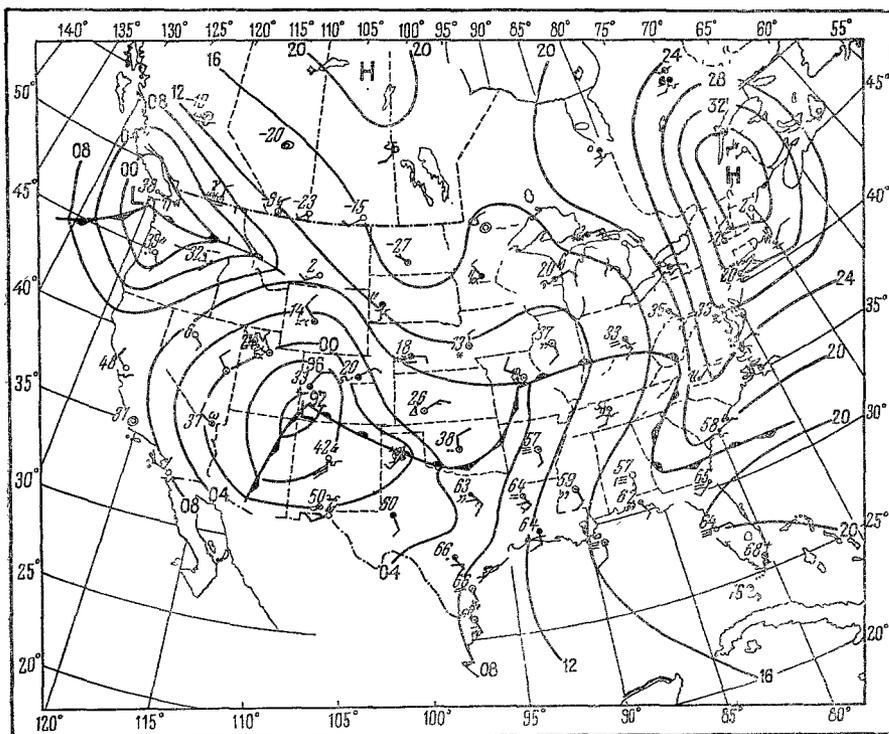


Рис. 10. Наземная синоптическая карта на 12⁰⁰, 9.II.1959.

из рис. 9, изображенные здесь изолинии эффективной температуры дают весьма интересную информацию о процессах в атмосфере. Очаг холода на северо-западе обусловлен наличием высоких облаков в области шторма на северо-западе Тихого океана. Другой очаг холода над штатом Юта связан с прохождением циклона в районе Колорадо. Глубокий минимум эффективной температуры на северо-востоке США отражает наличие здесь протяженной территории с облачностью верхнего яруса. Волну на фронтальной поверхности в районе Миссури (рис. 10) можно интерпретировать с помощью карты рис. 9 как северное вторжение холодной поверхности в этот район. Можно отметить и еще ряд интересных черт, вытекающих из анализа рис. 9 и 10.

Поскольку области тепла и холода являются вместе с тем зонами восходящих и нисходящих движений, анализ географического распределения

эффективных температур может быть полезен и с точки зрения прослеживания крупномасштабных полей вертикальных движений.

Заключая сказанное выше, следует констатировать, что в настоящее время результаты исследований инфракрасного излучения системы «земная поверхность — атмосфера» могут быть, по-видимому, наиболее эффективно использованы для исследования горизонтальной термической неоднородности земной поверхности и атмосферы. С этой точки зрения подобные данные могут явиться очень ценным дополнением к материалам телевизионного прослеживания облачности.

4. РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Принципиально осуществимы различные типы радиометеорологических исследований со спутников. Однако наибольший интерес представляет, по-видимому, возможность использовать радиолокационные станции сантиметрового диапазона для изучения распределения зон осадков. В настоящее время радары вошли в повседневную метеорологическую практику. Методика радарных исследований облачности и осадков разработана достаточно удовлетворительно. Это дает основание полагать, что проблема прослеживания зон осадков с помощью радаров, установленных на спутниках, является достаточно назревшей. Естественно, что радарные исследования со спутников обладают рядом специфических особенностей. Эти особенности касаются как работы аппаратуры, так и условий наблюдения. Рассмотрим, следуя недавней работе И. Кейглера и Л. Кравица¹⁹, каковы наиболее существенные специфические особенности радарных наблюдений зон осадков со спутника. Оставим при этом в стороне такие характеристики аппаратуры, как вес, размеры, потребляемая мощность, которые определяются уровнем используемой для запуска спутника ракетной техники.

Поскольку главная задача радарных исследований состоит в прослеживании зон осадков на различных высотах, прежде всего необходимо обсудить вопрос о пространственной области, которая может быть охвачена радарным зондированием со спутника. Нетрудно понять, что горизонтальная протяженность и глубина этой области определяются совокупностью следующих факторов: желаемая разрешающая способность зондирования по вертикали, промежуток между зондирующими импульсами, допустимый объем накопления и передачи информации. Поясним это.

Разрешающая способность зондирования по вертикали зависит от высоты спутника, угловой ширины пучка излучения (ширины главного лепестка диаграммы направленности антенны), продолжительности импульса и угла направления излучаемой радиации по отношению к надиру. Расчеты показывают, что наиболее важным фактором является ширина диаграммы направленности. Существенно при этом, что требования, предъявляемые к этой характеристике радара, должны быть довольно жесткими. Так, например, при высоте спутника $h=500$ км и продолжительности импульса $\Delta t=1$ сек разрешающая способность Δz оказывается меньше 1 км в области углов по отношению к надиру $\theta < 40^\circ$, если угловая ширина зондирующего пучка $\beta=0,1^\circ$. При $\beta=0,5^\circ$, $\theta=40^\circ$ и неизменности прочих величин $\Delta z=5$ км, что, очевидно, совершенно неприемлемо. Таким образом, отсюда ясно, что даже при сканировании атмосферы в пределах угла $\theta < 40^\circ$ необходимо использовать узконаправленное у.к.в. излучение.

Так как спутник расположен на большой высоте, весьма существенным оказывается учет времени пробега импульса до зондируемого элемента и обратно. Очевидно, что время пробега должно быть меньше, чем время

поворота антенны от одного зондируемого элемента к соседнему. Согласно данным ¹⁹, при ширине пучка $\beta=1^\circ$ и высоте спутника $h=500$ км отношение времени поворота антенны на ширину пучка к времени пробега становится меньше единицы для $\theta > 35^\circ$ (при этом зависимость величины указанного отношения от высоты спутника h выражена очень слабо). Следовательно, в данном случае угол сканирования относительно надира не должен превышать 35° . Это обстоятельство существенно ограничивает размеры зондируемой области, так как с высоты 500 км можно, в принципе, осуществлять сканирование в пределах угла θ до 125° . Даже при высоте спутника порядка 2000 км сканирование до предельного угла θ оказывается все еще невозможным. Если $\beta=0,1^\circ$, то упомянутые ограничения полностью снимаются. В этом случае, однако, сильно увеличивается общая продолжительность процесса сканирования и объем получаемой информации. Оценки, выполненные в работе ¹⁹, показывают, что при наиболее благоприятных характеристиках аппаратуры и сравнительно широком пучке ($\beta=0,5^\circ$, что соответствует при высоте спутника около 1000 км горизонтальному разрешению у земной поверхности около 10 км) объем получаемой информации с учетом использования предельного θ на экваторе составляет около $2 \cdot 10^7$ элементов.

Таким образом, рассмотренные выше соображения показывают, что принципиально возможное радиолокационное зондирование со спутников протяженных участков атмосферы практически сильно затруднено влиянием ряда факторов. Обратимся теперь к выяснению специфики физического содержания задачи о радиолокационном зондировании в данном случае.

Главная специфика задачи состоит в том, что если при наземных радарных исследованиях облака и осадки обнаруживаются на фоне неба, то при зондировании облачности сверху вниз существенную роль играет учет отражения от земной поверхности. Кроме того, как и при наземных исследованиях, необходимо учитывать ослабление отраженного сигнала на пути от цели до радара.

Как известно, мощность радиоэхо от дождя зависит от целого ряда факторов (интенсивности дождя, импульсной мощности передатчика, размеров антенны и др.) и, в частности, находится в прямой зависимости от частоты зондирующего импульса. Поэтому с точки зрения получения максимального отражения выгодно использовать короткие длины волн. Так, например, переход от $\lambda=3,2$ см к $\lambda=0,9$ см увеличивает интенсивность отраженного сигнала примерно на два порядка. Однако, с другой стороны, уменьшение длины волны влечет за собой возрастание ослабления сигнала на пути до цели и обратно. Поэтому выбор оптимальной длины волны должен определяться наиболее выгодным соотношением между интенсивностью отражения и степенью ослабления сигнала.

Особенно важное значение имеет учет ослабления сигнала, отраженного земной поверхностью и проходящего через зоны осадков и облаков. Отражательная способность земной поверхности на несколько порядков величины превышает отражательную способность осадков и изменяется в очень широких пределах в зависимости от типа подстилающей поверхности. Поэтому, несмотря на значительное ослабление сигнала, отраженного земной поверхностью, на пути через атмосферу (особенно при наличии осадков), мощность сигнала радиоэхо от земной поверхности превышает мощность «полезного» сигнала радиоэхо от зоны осадков (заметим, что отражение от земной поверхности оказывается полезным в том смысле, что позволяет определять расстояние зоны осадков от земной поверхности вместо отсчета расстояний от спутника). Необходима поэтому разработка специальных методов селекции отражений от зоны осадков и земной поверхности.

Один из возможных методов подобной селекции — пространственное разделение зон отражения посредством фиксации прихода фронта отраженной волны вместо простой регистрации амплитуды отраженного сигнала. Другая возможность заключается в использовании спектральной зависимости отражения. Как уже отмечалось, отражение радиации осадками существенно селективно. Отражение же от земной поверхности можно считать нейтральным. Таким образом, одновременные наблюдения отражения на двух частотах позволяют выделить отражение от осадков благодаря различию в мощностях сигналов радиоэхо для разных частот. Наконец, для селекции отражений от осадков и земной поверхности могут быть использованы также такие явления, как различие в поляризации отраженных сигналов и существование доплеровского смещения частоты сигнала от зоны осадков, связанного с наличием вертикальной скорости осадков относительно земной поверхности.

Резюмируя сказанное выше, следует констатировать, что проблема радарных исследований распределения зон осадков со спутников является весьма трудной. Практическое осуществление полной программы подобных исследований потребует длительных усилий в направлении разработки специальной радиометеорологической аппаратуры. Естественно, что на первом этапе исследований необходимо начать с испытания и использования простейшей аппаратуры. В таблице IV приведен рассмотренный в работе ¹⁹ пример такого рода простейшей несканирующей аппаратуры (антенна направлена в надир). Характеристики всех узлов этой аппаратуры, включая ее вес и размеры, делают вполне доступным применение ее уже в настоящее время.

Таблица IV

Характеристики простейшей радиолокационной станции
для спутников

Частота	10 000 Мгц
Импульсная мощность передатчика . .	80 ватт
Длительность зондирующего импульса	5 мксек
Рабочий цикл	10 ⁻⁶
Шум приемника	10 дб
Площадь зондируемой зоны	2·10 ⁴ м ² (при расстоянии 1500 км)
Средняя мощность	36 вт
Антенна	4' парабола, ширина пучка $\beta=1,75^\circ$
Вес, исключая антенну	20 кг

5. ИЗМЕРЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗОНА

В настоящее время исследования атмосферного озона привлекают очень большое внимание. Многочисленные результаты измерений показывают, что озон является весьма чувствительным индикатором динамических процессов в стратосфере. Ясно также, что озон представляет собой важный фактор теплового режима стратосферы. Для исследований общего содержания и вертикального распределения озона в атмосфере применяются, как правило, оптические методы. В течение МГГ была создана сравнительно широкая сеть озонметрических станций для изучения закономерностей географического распределения озона. Однако, несмотря на значительный прогресс в исследованиях атмосферного озона, многие вопросы до сих пор остаются неясными, в первую очередь по той причине, что озонметрические наблюдения охватывают лишь небольшую часть

поверхности земного шара. Естественно поэтому, что перспективы использования спутников для озонометрических наблюдений являются очень заманчивыми. Очевидно также, что единственно подходящим для этой цели является оптический метод определения общего содержания и вертикального распределения озона. Именно такой путь решения задачи был предложен С. Сингером и Р. Уэнтвортом^{24, 25, 26}, результаты которых будут изложены далее.

Представим себе обращенный в сторону земной поверхности приемник радиации, имеющий площадь A и угол зрения $\Delta\omega$ (рис. 11). Пусть приемник радиации находится на высоте H над земной поверхностью, а зенитное расстояние Солнца равно ϑ . Предположим, что можно считать рассеяние солнечной радиации в атмосфере рэлеевским и пренебречь эффектом многократного рассеяния. Вычислим количество радиации, рассеянной атмосферой и попадающей на приемник.

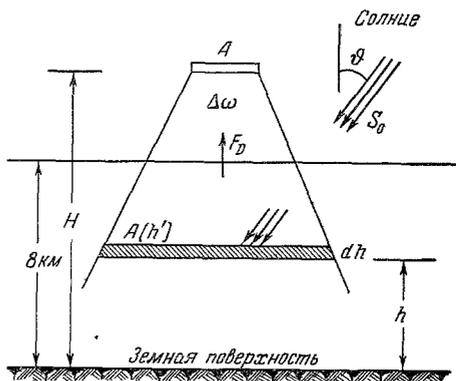


Рис. 11. Схема измерения рассеянной радиации со спутника.

Рассмотрим некоторый элементарный слой атмосферы dh на высоте h над земной поверхностью. Заменим реальную атмосферу однородной, имеющей высоту в 8 км. Введем далее вместо вертикальной координаты h аналогичную координату h' , соответствующую однородной атмосфере (h' — толщина слоя однородной атмосферы, имеющего ту же массу, что и слой реальной атмосферы толщиной h). Обозначим через $d_a = 8 - h'$ толщину слоя однородной атмосферы выше уровня h' . Пусть d_0 — содержание озона в сантиметрах слоя, приведенного к нормальным давлению и температуре, выше уровня h' . В таком случае величина интенсивности солнечной радиации $S(h')$ на уровне h' может быть определена с учетом ослабления, обусловленного молекулярным рассеянием и поглощением озоном, следующим образом:

$$S(h') = S_0 \exp[-(k_s d_a + k_a d_0) \sec \vartheta], \tag{29}$$

где S_0 — внеатмосферная интенсивность солнечной радиации, k_s — коэффициент молекулярного рассеяния, k_a — коэффициент поглощения озона.

Количество радиации, рассеянной слоем dh' , будет равно

$$\Delta F(h') = A(h') S(h') k_s dh', \tag{30}$$

где $A(h')$ — площадь, вырезаемая телесным углом $\Delta\omega$ на уровне h' .

Доля радиации $\Delta F(h')$, рассеянной под углом ϑ , в случае рэлеевского рассеяния составляет $\frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2 \vartheta)$ (см. 4). Таким образом, в направлении приемника радиации (в пределах угла зрения $\Delta\omega$) слой dh' рассеивает такое количество радиации:

$$dF(h') = \frac{3}{16\pi} A \Delta\omega (1 + \cos^2 \vartheta) k_s S(h') dh'. \tag{31}$$

При написании этой формулы учтено очевидное соотношение $A(h') d\omega' = A \Delta\omega$, где $\Delta\omega'$ — телесный угол, под которым приемник радиации (площадка A) виден с уровня h' , или с учетом ослабления на пути от уровня h'

до приемника будем иметь для количества радиации, падающего на единицу площади приемной поверхности прибора

$$dF_D = \frac{dF(h')}{A} \exp[-(k_s d_a + k_a d_0)]. \quad (32)$$

Выполняя интегрирование (32) по всем элементарным слоям dh' , получим теперь с учетом (29) и (31) для потока рассеянной радиации на приемную поверхность

$$F_D = S_0 \Delta \omega \frac{3}{16\pi} k_s (1 + \cos^2 \vartheta) \int_{h'=8}^0 \exp[-(k_s d_a + k_a d_0) (1 + \sec \vartheta)] dh'. \quad (33)$$

Расчет F_D для области полосы поглощения Гартлея (полоса поглощения озона в промежутке длин волн примерно от 2200 до 3200 Å) показывает, что в этом случае основной вклад в рассеяние радиации вносит стратосфера, причем доминирующее влияние оказывает поглощение радиации озоном. В таблице V представлены результаты вычислений высоты того уровня в атмосфере, выше которого рассеивается 90% радиации, достигающей приемника. Эти вычисления сделаны для различных зенитных расстояний Солнца и двух длин волн: $\lambda=2800$ Å и $\lambda=3000$ Å. В скобках указано содержание озона (в «см») выше соответствующих нижних границ «слоев излучения».

Таблица V

Высота (в км) нижней границы слоя, рассеивающего ультрафиолетовую солнечную радиацию

Длина волны (в Å)	Зенитное расстояние Солнца			k_a ⁻¹ (в см ⁻¹)
	0°	30°	60°	
2800	41 (0,025)	42 (0,022)	44 (0,017)	46
3000	13 (0,311)	16 (0,294)	20 (0,218)	5

Из таблицы V видно, что в области вблизи максимума полосы Гартлея поглощение озоном настолько сильно доминирует, что практически вся рассеянная ультрафиолетовая радиация приходит с высот выше 40 км. Даже и при $\lambda=3000$ Å (крыло полосы поглощения) рассеянная радиация генерируется только стратосферой. Таким образом, производя измерения рассеянной ультрафиолетовой радиации разных длин волн, можно тем самым осуществить зондирование слоя озона. При этом возникает, однако, вопрос о том, в какой мере рассеянная ультрафиолетовая радиация «чувствительна» к изменениям вертикального распределения концентраций озона. Таблица VI дает ответ на этот вопрос.

Обозначим через $\frac{\Delta \alpha}{\alpha}$, $\frac{\Delta \beta}{\beta}$, $\frac{\Delta \gamma}{\gamma}$ и $\frac{\Delta \delta}{\delta}$ относительные изменения содержания озона для указанных в таблице VI четырех слоев атмосферы. Представим теперь относительное изменение потока достигающей приемника рассеянной радиации $\frac{\Delta F_D}{F_D}$ следующим образом (можно считать, что подобное представление законно при малых $\frac{\Delta F_D}{F_D}$):

$$\frac{\Delta F_D}{F_D} = k_\alpha \frac{\Delta \alpha}{\alpha} + k_\beta \frac{\Delta \beta}{\beta} + k_\gamma \frac{\Delta \gamma}{\gamma} + k_\delta \frac{\Delta \delta}{\delta}.$$

В таблице VI приведены значения коэффициентов k_α , k_β , k_γ , k_δ для рассматриваемых двух длин волн. Эта таблица отчетливо показывает, что ультрафиолетовая рассеянная радиация весьма чувствительна к изменениям вертикального распределения концентрации озона.

Таблица VI

Изменение интенсивности рассеянной ультрафиолетовой радиации в зависимости от вертикального распределения концентрации озона

Длина волны (в Å)	Интервалы высот (в км)				k_α (в см ⁻¹)
	30	21—30	16—21	11—16	
	k_α	k_β	k_γ	k_δ	
2800	-1,00	-0,006	0	0	46
3000	-0,45	-0,62	-0,18	-0,03	5

Хотя результаты работы ¹⁰ являются обнадеживающими, все же их следует рассматривать лишь как ориентировочные соображения. Самое слабое место рассмотренных расчетов — предположение об отсутствии в стратосфере аэрозольного рассеяния. Исследования последних лет отчетливо показывают, что аэрозольное рассеяние света в атмосфере весьма значительно и, что в данном случае еще более существенно, очень изменчиво.

Разумеется, учет аэрозольного рассеяния в сильной степени осложнит возможность использования данных измерений ультрафиолетовой рассеянной радиации для получения сведений о вертикальном распределении озона. По-видимому, немаловажное значение может иметь также эффект многократного рассеяния. Следует поэтому думать, что, по крайней мере на первом этапе, наиболее эффективным может оказаться метод определения общего содержания озона по поглощению ультрафиолетовой солнечной радиации.

Если Солнце расположено по отношению к спутнику вблизи горизонта, то солнечные лучи на пути до спутника проходят через слой озона. В этом случае для определения общего содержания озона на пути лучей может быть использован хорошо разработанный метод измерения содержания озона по поглощению ультрафиолетовой солнечной радиации. Примером успешного практического применения подобного рода метода может служить работа ¹. В этом исследовании выполнены ракетные измерения поглощения солнечной радиации молекулярным кислородом в области вакуумного ультрафиолета при малых высотах Солнца (последнее позволило получить значительные величины поглощения на больших высотах). Данные этих измерений принесли весьма ценные результаты относительно вертикального распределения концентрации молекулярного кислорода. Очевидно, что аналогичная методика может быть применена и на спутниках.

В заключение отметим еще раз, что в настоящей статье были кратко рассмотрены лишь некоторые важные для метеорологии задачи, которые могут решаться с помощью спутников. Безусловно, что быстрый прогресс исследований в этой области раскроет гораздо более широкие перспективы метеорологических исследований с помощью спутников.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Т. Байрам, Т. А. Чабб, Г. Фридман, Диссоциация кислорода на больших высотах. На пороге в космос. Сб. статей. М., ИЛ, 1960.
2. В. Советском комитете по проведению Международного Геофизического Года, газета «Правда», № 242, 30 августа 1958 г.
3. П. Р. Гест, Инсоляция верхней атмосферы и спутника. Научное использование искусственных спутников Земли. Сб. статей. М., ИЛ, 1960.
4. К. Я. Кондратьев, Лучистая энергия Солнца. Л., Гидрометеиздат, 1954.
5. К. Я. Кондратьев, Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1956.
6. К. Я. Кондратьев, К. Е. Якушевская, К вопросу о распределении энергии в спектре уходящего излучения. Тр. конференции по актинометрии и атмосферной оптике. Вильнюс, АН Лит. ССР, 1961.
7. T. A. Altschuler, A method for calculating the thermal irradiance upon a space vehicle and determining its temperature, Gen. Electr. Comp. T. I., Sci. Rep. 1 60 SD 386, Aug. 1960.
8. Annals of IGY, v. VI Rockets and satellites, Lnd., Pergamon Press, 1958.
9. W. R. B and e e n and W. P. M a n g e r, Angular motion of the Spin axis of the Tiros I meteorological satellite due to magnetic and gravitational torques, J. Geophys. Res. 65, № 9 (1960).
10. K. L. C o u l s o n, Characteristics of the radiation emerging from the top of a Rayleigh atmosphere, I. Intensity and polarization, II. Total upward flux and albedo, Planet and Space Sci. 1, № 4 (1959).
11. Erdsatellit Vanguard II mit Infrarot-Dektoren, Raketentechn. und Raumfahrtforsch. 111, H. 2 (1959).
12. S. F r i t z, The meteorological satellite programe in the United States. Symposium on radiation at Oxford, 1959.
13. S. F r i t z, Satellite meteorology, Trans. Amer. Geophys. Un. 41, № 2 (1960).
14. S. F r i t z and H. W e x l e r, Cloud pictures from satellite Tiros I, Month. Weath. Rev. 38, № 3 (1960).
15. S. M. G r e e n f i e l d and W. W. K e l l o g, Calculations of atmospheric infrared radiation as seen from a meteorological satellite, J. Meteor. 17, № 3 (1960).
16. J. H o l m e s, Satellite weather forecasts now sure to be realty, Missiles and rockets 7, № 11 (1960).
17. L. D. K a p l a n, Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements, J. Opt. Soc. Amer. 49, № 10 (1959).
18. L. D. K a p l a n, The spectroscope as a tool for atmospheric sounding by satellites. Fall instrumentautomation conf., Instr. Soc. Amer., New York, Sept. 26—30, 1960.
19. J. E. K e i g l e r and L. K r a w i t z, Weather radar observations from an Earth satellite, J. Geophys. Res. 65, № 9 (1960).
20. J. J. F. K i n g, The Earth satellite vehicle as a stratospheric temperature probe, Proc. of the VIIth. Intern. Astron. Congr., Rome, 1956.
21. J. J. F. K i n g, The radiative heat transfer of planet Earth. Scientific uses of the Earth satellites. Ann Arbor, 1956.
22. J. E. L o n d o n, K. O o y m a, H. V i e b r o c k, Satellite observations of infrared radiation, Scient. Rep. № 2, Contr. AF 19 (604) — 5955, New York Univ., July 1960.
23. Round up on Tiris I, Astronautics 5, № 6 (1960).
24. S. F. S i n g e r, Geophysical research with artificial Earth satellite, Advances in Geophysics (ed. H. Landsberg), New York, 3 (1956).
25. S. F. S i n g e r, Meteorological measurements from a minimum satellite vehicle, Trans. Amer. Geophys. Un. 38, № 4 (1957).
26. S. F. S i n g e r and R. C. W e n t w o r t h, A method for the determination of the vertical ozone distribution from a satellite, J. Geophys. Res. 62, № 2 (1957).
27. W. G. S t r o u d, Initial results of the Tiros I meteorological satellite, J. Geophys. Res. 65, № 5 (1960).
28. V. E. S u o m i, Longwave radiation as measured from Explorer VII. JUGG. XIIth General Assembly, Helsinki, 1960.
29. Tiros presages long-range forecast, Missiles and rockets 6, № 14 (1960).
30. D. Q. W a r k and R. W. P o p h a m, Tiros I observation of ice in the Gulf of St. Lawrence, Month Weath. Rev. 88, № 5 (1960).
31. H. W e x l e r and S. F r i t z, Tiros reveals cloud formations, Science 131, № 3415 (1960).
32. R. W e x l e r, Satellite observations of infrared radiation, Geophys. Res. Direct. Contr. № AF19 (604) — 5968, 20 June 1960.