



*Академические чтения*

Г. И. МАРЧУК

К. Я. КОНДРАТЬЕВ В. В. КОЗОДЕРОВ

**РАДИАЦИОННЫЙ  
БАЛАНС ЗЕМЛИ:  
КЛЮЧЕВЫЕ  
АСПЕКТЫ**

---

*„Наука“*



*Академические чтения*

Серия основана в 1985 году

Г.И.МАРЧУК

К.Я.КОНДРАТЬЕВ В.В.КОЗОДЕРОВ

5035  
**РАДИАЦИОННЫЙ  
БАЛАНС ЗЕМЛИ:  
КЛЮЧЕВЫЕ  
АСПЕКТЫ**



МОСКВА «НАУКА»

1988



ББК 26.23  
М30  
УДК 551.521

**Марчук Г. И. и др.**

М30 Радиационный баланс Земли: ключевые аспекты / Г. И. Марчук, К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров.— М.: Наука, 1988.— 224 с., ил.— (Серия «Академические чтения»).  
ISBN 5—02—000729—3.

В книге рассмотрены результаты использования спутниковых наблюдений радиационного баланса Земли при изучении климата и его изменения. Исследованы проблемы обработки спутниковых данных. Изучена связь аномалий радиационного баланса Земли в различных районах земного шара, в первую очередь в энергоактивных зонах Мирового океана.

Книга предназначена для специалистов в области климатологии, гидрометеорологии, геофизики, океанологии и дистанционного зондирования Земли.

Ил. 7. Табл. 16. Библиогр.: 182 назв.

**ББК 26.23**

Главный редактор серии  
академик *Г. К. Скрябин*

М  $\frac{1805040500-291}{054(02)-88}$ —164-88—IV

ISBN 5—02—000729—3

© Издательство  
«Наука», 1988

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема использования данных спутниковых наблюдений в исследованиях климата определяет необходимость соответствующего развития методов измерений, обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования [1—42]. Решение рассматриваемой проблемы можно разбить на три взаимосвязанных этапа: разработка спутниковой аппаратуры, которая удовлетворяла бы необходимым требованиям к погрешностям восстановления искомым величин, их пространственному и временному разрешению; прием и обработка спутниковых данных (радиометрическая калибровка, обоснование схем перехода от непосредственно регистрируемых сигналов к физическим величинам, географическая привязка, трансформирование данных в определенную проекцию карты и др.); климатологическая интерпретация данных спутниковых наблюдений, представленных в узлах регулярной сетки по земному шару с заданным временным (например, среднемесячным) разрешением.

Наиболее перспективными для понимания закономерностей климата и его изменений оказались спутниковые данные по облачному покрову и радиационному балансу Земли (РБЗ). Анализ такого рода данных (в сочетании с другой информа-

цией) позволил изучить преобразования различных форм энергии в атмосфере, океане и на поверхности суши. Принципиально важной для решения задач климатологической интерпретации данных дистанционного зондирования является концепция энергоактивных зон, изменчивость физических процессов в которых является предметом многочисленных специальных исследований [25—28]. Эта концепция открывает, в частности, новые возможности климатологической интерпретации глобальных полей РБЗ на основе детального изучения физических процессов в энергоактивных зонах с помощью математических моделей гидротермодинамики и данных наземных (судовых) измерений [28].

Возрастающая актуальность данных наблюдений РБЗ и радиационного баланса подстилающей поверхности (РБП) определяется прежде всего их важным значением для анализа пространственно-временной изменчивости климата; роли радиационных факторов формирования климата и его изменений, а также соответствующих обратных связей (особенно облачно-радиационной); проверки надежности результатов численного моделирования климата [149]. При этом особенно важное значение имеет совместная интерпретация данных наблюдений РБЗ и РБП, допускающая, в частности, определение радиационного притока тепла ко всей толще атмосферы по данным наблюдений. Пока еще совершенно не реализованы возможности использования результатов спутникового дистанционного зондирования с целью восстановления вертикального профиля радиационного притока тепла, но достигнуты существенные успехи в разработке методик восстановления компонентов РБП (особенно суммарной радиации и альбедо, когда по-

грешность восстановления варьирует от 10—15% при осреднении за сутки до 5—10% в случае среднемесячных величин). В связи с этим важную задачу составляет получение данных о РБЗ и его компонентах при ясном небе (как непосредственными измерениями, так и «отфильтровыванием» вклада частичной облачности), которые необходимы, в частности, для восстановления альbedo поверхности. Специальный интерес (в первую очередь с точки зрения выявления долговременных вариаций радиационного вынуждающего воздействия) представляют данные о спектральном распределении уходящей коротковолновой радиации (УКР) (интервалы длин волн 0,3—0,5; 0,5—0,7; 0,7—0,9 и 0,96—4 мкм) и уходящей длинноволновой радиации (УДР) (4—7, 7—13, 10—12 и 14—16 мкм).

Спутниковые наблюдения РБЗ и его компонентов внесли важный вклад в уточнение существовавших до того расчетных данных по РБЗ. Оказалось, прежде всего, что Земля значительно темнее (имеет более высокое альbedo, причем альbedo Северного и Южного полушарий почти одинаковы, что отображает доминирующий вклад облачности в формирование альbedo) и теплее (обладает более высокой УДР), чем это получалось по данным расчетов. В среднем за год нулевой баланс между поглощенной солнечной радиацией и УДР имеет место как для Земли в целом, так и для отдельных полушарий (последнее означает отсутствие необходимости переноса энергии через экватор с точки зрения обеспечения энергетического баланса системы подстилающая поверхность—атмосфера).

Наличие измеренных значений УДР позволило оценить средний планетарный парниковый эффект.

Поскольку излучение подстилающей поверхности (при среднеглобальной температуре  $15^{\circ}\text{C}$ ) составляет  $390\text{ Вт/м}^2$ , а УДР равна  $237\text{ Вт/м}^2$ , то парниковый эффект атмосферы достигает примерно  $150\text{ Вт/м}^2$ .

Данные о среднем меридиональном профиле РБЗ были использованы для получения оценок меридионального переноса тепла в атмосфере и океане. Оказалось, что максимальный меридиональный перенос наблюдается вблизи широт  $\pm 30^{\circ}$ , причем в Северном полушарии доля переноса тепла океаном составляет около 40%. Очень важное значение как пока еще мало изученный фактор формирования аномалий климата имеют вариации компонентов РБЗ по долготе (особенно УДР).

Сведения о глобальной пространственно-временной изменчивости РБЗ и его компонентов представляют большой интерес для оценки роли «облачно-радиационной» и «альбедной» обратных связей, а также для проверки надежности результатов численного моделирования климата. Анализ данных наблюдений показал, например, что использование энергобалансовых моделей климата приводит к существенному завышению роли альбедной обратной связи. Что касается оценок роли облачно-радиационной обратной связи, то они весьма противоречивы [28].

В качестве наиболее надежного (и непосредственно опирающегося на данные наблюдений РБЗ) пути получения такого рода оценок В. Раманатан [139, 140] предложил осуществлять расчеты облачно-радиационного вынуждающего воздействия, вызываемого длинноволновой радиацией  $L$ :

$$c_f(L) = F_c - F,$$

где  $F_c$ ,  $F$  — соответственно значения УДР для ясного неба и реальных условий наблюдений. В рамках программы «Эксперимент по изучению РБЗ»  $F_c$  определяется по данным для квадрата сетки  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  путем селекции максимальных значений УДР и минимального альбеда для каждого из элементов разрешения («пикселя»). В случае, если квадрат сетки полностью закрыт облаками, значения  $F_c$  можно найти по данным за предшествующий или последующий момент времени, а также по данным для соседних квадратов. Аналогичным образом определяется вынуждающее воздействие  $c_f(S)$ , обусловленное коротковолновой радиацией  $S$ , и тогда суммарное воздействие

$$c_f(N) = c_f(L) + c_f(S).$$

Поскольку пока что оценок  $c_f$  по данным спутниковых наблюдений нет, Раманатан [140] рассмотрел результаты его вычисления на основе численного моделирования климата. Эти результаты свидетельствуют о том, что: 1) длинноволновый эффект воздействия облачности на систему подстилающая поверхность—атмосфера является положительным (нагревание), но бóльшим по величине оказывается отрицательный коротковолновый эффект (выхолаживание), особенно в Южном полушарии; 2) имеет место сильный меридиональный градиент облачно-радиационного воздействия на климат. В целом радиационное воздействие облаков на климат сходно с влиянием скрытого тепла тем, что в обоих случаях имеет место выделение тепла (за счет поглощения солнечной радиации) в тропосфере. При этом количество получаемого тропосферой тепла (порядка  $100 \text{ Вт/м}^2$ ) сравнимо как с поглощенной поверхностью солнечной радиацией, так и с высвобождением скры-

того тепла в тропосфере. Рассматриваемый длинноволновый приток тепла в тропосфере является одним из важных факторов, определяющих муссонную циркуляцию. Не учитывавшийся ранее эффект уменьшения поступления солнечной радиации к поверхности в тропиках, обусловленный наличием мощной облачности вертикального развития, и сопутствующее этому длинноволновое прогревание тропосферы играют важную роль в формировании вертикальной термической структуры атмосферы.

Введение  $c_f(N)$  позволяет применять следующее выражение для параметра  $\beta$  чувствительности климата:

$$\beta = F_u / \left\{ \frac{\partial F_c}{\partial T_s} + \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} + \frac{\partial}{\partial T_s} [c_f(N)] \right\}.$$

Здесь  $F_u$  — УДР для невозмущенных условий;  $T_s$  — температура подстилающей поверхности;  $\alpha$  — альbedo системы при ясном небе. Это выражение позволяет наиболее полно использовать данные наблюдений РБЗ. Для реалистических оценок  $c_f$  и анализа межгодовой изменчивости климата необходим длинный (по меньшей мере 10–15-летний) ряд наблюдений. Только наличие длинного ряда позволит исследовать долговременные тренды климата, и в частности оценить антропогенные воздействия на климат. Так, например, по данным об альbedo при ясном небе можно проанализировать вклады динамики вырубки лесов, вариаций протяженности ледяного и снежного покрова, изменчивости содержания аэрозоля в радиационное воздействие на климат.

При изучении климатообразующей роли РБЗ необходимо как осуществление прямых измерений компонентов РБЗ с помощью широкоугольных дат-

чиков интегральных потоков УДР и УКР (восстановление интегральных потоков по данным узкоугольных сканирующих датчиков, чувствительных в узких спектральных интервалах, не обеспечивает достаточно надежного определения абсолютных величин компонентов РБЗ), так и получение данных о спектральном распределении РБЗ, представляющих интерес для распознавания антропогенных воздействий на РБЗ.

В связи с решением задач Всемирной программы исследования климата (ВПИК) первостепенное значение приобретает разработка системы комплексных наблюдений (в первую очередь спутниковых) радиационных параметров. Важную роль играет обоснование требований к погрешностям и пространственно-временной разрешающей способности наблюдений [11, 147, 172]. Так, например, ключевыми элементами стратегии измерений интегральной солнечной постоянной ( $S_0$ ) являются: 1) непрерывные высокоточные (погрешности меньше 0,01%) спутниковые измерения  $S_0$  с обеспечением перекрытия рядов наблюдений с помощью различных приборов (спутников); 2) регулярная калибровка бортовой аппаратуры относительно эталона при погрешности не выше 0,05%. При этих условиях можно обеспечить многолетние наблюдения солнечной постоянной с погрешностью меньше 0,1%. Измерения интегральной  $S_0$  должны сопровождаться ежедневными однократными наблюдениями спектральной  $S_0$  в следующих интервалах длин волн (в скобках указано спектральное разрешение): 100—400 нм (1 нм), 400—800 нм (30 нм), 0,8—4 мкм (от 0,1 до 0,5 мкм на длине волны 4 мкм) — с погрешностью не более 5% и относительной погрешностью долговременных наблюдений порядка 1%.

При измерении среднемесячных значений потоков УКР и УДР необходимо соблюдение следующих требований к погрешностям: они должны составлять 2—12 Вт/м<sup>2</sup> (причем желателен нижний предел) и 2—15 Вт/м<sup>2</sup> для среднезональных величин в случае 10-градусных поясов и регионального 10-градусного осреднения соответственно; 10—15 Вт/м<sup>2</sup> для среднесуточных значений в случае регионального 2,5-градусного осреднения. Погрешности определения среднеглобального РБЗ и меридионального градиента РБЗ должны составлять 1 и 4 Вт/м<sup>2</sup> соответственно. Погрешность восстановления РБП не должна превосходить 10 Вт/м<sup>2</sup> при пространственном (временном) разрешении 500 км (1 мес). Более высокое пространственное разрешение (100 км) необходимо для региональных исследований и более высокое временное разрешение — в тропиках. Очень важное значение имеют одновременные наблюдения обширной совокупности параметров, характеризующих облачный покров, поля температуры и ветра, влажности, аэрозольный и газовый состав атмосферы.

Согласно [149], для исследований регионального теплового баланса и межгодовой изменчивости желательно пространственное разрешение данных по РБЗ (после их обработки) порядка 200×200 км, но разрешающая способность аппаратуры, необходимая для получения данных наблюдений при ясном небе, должна достигать 10×10 км. По-видимому, достаточно временного разрешения около 3 ч, но этот вопрос требует дальнейших исследований. Погрешности наблюдений компонентов РБЗ могут варьировать (в зависимости от специфики компонентов и областей использования данных) в широких пределах — от <0,1% (по крайней мере ±0,2%) в случае изме-

рений солнечной постоянной до примерно 5% при измерениях УКР и УДР с целью анализа условий теплового баланса. Это примерно соответствует диапазону абсолютных погрешностей от 1 до 10—15 Вт/м<sup>2</sup>.

Погрешность определения меридиональных градиентов компонентов РБЗ не должна быть хуже 10%, для чего погрешности УКР и УДР не должны превосходить 1—2%. Такого же уровня погрешностей требуют и оценки воздействия облачности на РБЗ и климат. Задачей измерений (или восстановления) УКР при ясном небе является распознавание региональных изменений альбедо порядка 5% за десятилетие. В случае спектральных наблюдений аналогичный критерий составляет 10% за десятилетие. Допустимые погрешности наблюдений (восстановления) компонентов РБП варьируют в пределах 10—15 Вт/м<sup>2</sup>.

Важное значение имеет одновременное развитие средств наблюдений и теоретических исследований.

Задачей диагностических исследований является анализ пространственно-временной изменчивости РБЗ в тропиках (внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), муссоны, субтропические антициклоны, контрасты океан—континент) и во внетропических широтах (длинные волны, струйные течения, блокирующие антициклоны), трансформации энергии, суточного хода РБЗ и облачности, влияния аэрозоля на РБЗ. К числу разработок, для которых данные по РБЗ имеют особенно существенное значение, принадлежат исследования энергетики атмосферы в региональных и глобальных масштабах, оценка переноса тепла океаном, оценка роли изменчивости солнечной постоянной, проверка схем параметризации радиа-

ционных процессов и сопоставление рассчитанных и наблюдаемых полей РБЗ.

С точки зрения воздействия изменчивости РБП на общую циркуляцию атмосферы и климат приоритетное значение имеют следующие регионы: 1) энергоактивные зоны океана (ЭАЗО), определяемые программой «Разрезы»; 2) центральная часть экваториального пояса Тихого океана, где может осуществляться стимулирование процессов, связанных с Южным Колебанием, под воздействием устойчивой положительной аномалии нагрева, обусловленного Солнцем; 3) тропические районы континентов, где наличие высоких значений РБЗ порождает сильную конвекцию и влияет на атмосферную циркуляцию в тропиках; 4) Индийский субконтинент и система Сибирь — Монголия, где РБЗ является главным фактором, обуславливающим муссонную циркуляцию; 5) Тибетское плато, радиационный баланс которого сильно влияет на развитие Индийского муссона и климат восточного Китая; 6) полуаридные районы, для которых изменения радиационного баланса служат главным фактором опустынивания; 7) полярные регионы с проявляющейся здесь альбедной обратной связью. Данные наземных и спутниковых наблюдений РБЗ для подобных ключевых районов имеют первостепенное значение.

Следует подчеркнуть, что задача осуществления одновременных спутниковых и наземных наблюдений радиационного баланса и его компонентов является исключительно актуальной.

Потребности в данных об РБП определяются их важным значением для [139, 148]: 1) диагностических исследований роли различных климатообразующих факторов (роль радиации в процессах взаимодействия атмосферы и подстилающей по-

верхности, оценки меридионального переноса тепла в океане, взаимодействие облачности и радиации, роль радиационного притока в формировании общей циркуляции атмосферы); 2) задания граничных условий (альbedo подстилающей поверхности, радиационный приток тепла в океане и т. п.); 3) параметризации подсеточных процессов (альбедная обратная связь и др.); 4) проверки надежности моделей климата (адекватность параметризации радиационных процессов, формирование облачного покрова и др.); 5) выявления долгосрочных трендов климата.

Хотя до сих пор не сформулировано достаточно обоснованных требований к необходимой точности определения РБП, можно считать, что приемлемы погрешности региональных среднемесячных значений не более  $10 \text{ Вт/м}^2$ . Для совершенствования методик параметризации радиационных процессов необходимо получение данных наблюдений: спектрального альbedo подстилающей поверхности (снег, лед, почвы, растительность); спектров противоишлучения атмосферы при ясном небе; потоков УКР и УДР в условиях разорванной облачности. Важное значение имеют дальнейший анализ связи между спектральным и интегральным РБП, продолжение спутниковых измерений интегральных величин УКР и УДР, совершенствование методик измерений РБП и его компонентов.

В области разработки методик восстановления компонентов РБП значительно более существенные успехи достигнуты для УКР. Оказалось, например, возможным обеспечить погрешности восстановления среднесуточных и среднемесячных величин суммарной радиации не более  $20\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$  ( $10\text{--}15\%$ ) и  $10\text{--}20 \text{ Вт/м}^2$  ( $5\text{--}10\%$ )

соответственно, причем погрешности уменьшаются при использовании данных многоканальных измерений. Получены положительные результаты восстановления альбедо, но оценок точности пока что нет. Попытки восстановления противоизлучения атмосферы свидетельствуют о возможности достижения погрешностей в средних широтах около 10–20 Вт/м<sup>2</sup>. Получение независимой информации о высоте нижней границы облаков и приземной температуре воздуха откроет перспективы уменьшения погрешности восстановления.

Для разработки более надежных методик восстановления компонентов РБП необходимо расширение программы наземных наблюдений, особенно над океаном. Исключительно важную роль играет обеспечение надежной калибровки как наземной, так и спутниковой аппаратуры (это особенно относится к датчикам УКР) с использованием данных наблюдений с высотных самолетов и на подспутниковых ключевых участках. Все еще остается неудовлетворительной точность наземных наблюдений длинноволновой радиации. Сохраняет актуальность проблема архивации, валидации и распространения данных наблюдений РБП. Полезным было бы осуществление специализированной программы восстановления РБП с целью его глобального картирования, первым этапом которой может быть сопоставление алгоритмов восстановления с использованием массива данных, накопленного в рамках Международного проекта по спутниковой климатологии облачного покрова. Приоритет в этом случае должен принадлежать решению связанной с Международной программой «Тропический океан и глобальная атмосфера» (ТОГА) задачи восстановления суммарной радиации над тропическим океаном.

В связи с проблемой короткопериодической изменчивости климата особенно важное значение приобретают исследования межгодовой изменчивости РБЗ и РБП. Первые результаты анализа изменчивости компонентов РБЗ на основе использования временных рядов спутниковых наблюдений были изложены в работах [16, 26, 27]. Обзор зарубежных публикаций по данной проблеме содержится, например, в [120]. Последующие исследования в этом направлении [25, 28, 93, 94, 107] позволили выполнить детальный анализ наблюдаемой изменчивости полей РБЗ и его компонентов. Некоторые новые результаты этих исследований обсуждены далее.

Прежде чем обратиться к анализу данных о компонентах РБЗ в целях изучения климатообразующих процессов в атмосфере, океане и на поверхности суши, кратко остановимся на проблеме преобразования сигналов спутниковых радиометров в энергетические характеристики климатической системы.

Точность первых наблюдений РБЗ и его компонентов, осуществленных в начале 70-х гг., была ограничена применением широкоугольных несканирующих радиометров с большим покрытием территории (5000 км и более), несовершенством калибровки аппаратуры, дрейфом чувствительности приемников и другими причинами. Применение сканирующих радиометров с середины 70-х гг. позволило повысить пространственное разрешение [74, 75], но спутники, находящиеся на солнечно-синхронных полярных орбитах, на которых устанавливались эти радиометры, позволяли получать данные о компонентах РБЗ только в одно и то же время дня (в лучшем случае дважды в сутки для одних и тех же районов земного шара), что исклю-

чало учет суточного хода РБЗ. Если интерпретация данных широкоугольных датчиков (переход от непосредственно регистрируемых сигналов к физическим величинам потоков радиации) представляет собой сравнительно простую задачу, то в случае узкоугольных скацирующих датчиков такого же рода задача становится гораздо более сложной. Решение подобной задачи требует осуществления перехода от измеряемой интенсивности уходящей радиации в узком спектральном интервале к интегральному радиационному потоку (это требует данных об угловом распределении интенсивности радиации), а при определении осредненных по времени величин необходимо учитывать суточный ход уходящей радиации.

В целях обоснования схем перехода от интенсивности к потоку радиации были предложены довольно простые модели углового распределения УКР, в которых предполагалось, что отраженное излучение в направлении визирования  $\theta$  зависит только от зенитного угла Солнца  $\theta_0$ . Подобное предположение позволяло оценивать влияние высоты Солнца на регистрируемые яркости и тем самым учитывать дневной ход осредненных значений УКР. Появление геостационарных спутников способствовало решению проблемы суточного хода УКР, но только для ограниченных географических районов при недостаточно полном спектральном разрешении [47, 50].

Данные специального эксперимента по РБЗ на спутнике «Нимбус-7» («Nimbus-7») [48, 86—88, 98—101] позволили преодолеть упомянутые трудности калибровки и несовершенство моделей углового распределения УКР при интерпретации результатов интегральных и спектральных измерений с помощью узкоугольных и широкоугольных

приемников. Целью этого эксперимента была оценка возможностей получения среднесуточных значений РБЗ с использованием ежечасных значений УКР и УДР по данным геостационарных спутников, а также уточнение моделей угловых распределений УКР и УДР.

На спутнике «Нимбус-7» использовалась 22-канальная аппаратура [86—88], позволяющая измерять спектральные и интегральные потоки падающего излучения Солнца, РБЗ в масштабах от регионального (2000 км) до глобального и спектральные и интегральные величины РБЗ для малых районов (менее 500 км).

5025  
Х. Кайл и др. [98] охарактеризовали состояние массивов данных по РБЗ, полученных с помощью спутника «Нимбус-7», по состоянию на конец 1985 г., когда продолжительность серии наблюдений достигла 6 лет (спутник запущен 16 ноября 1978 г.), причем данные за 5 лет подверглись соответствующей обработке и архивации. Обсуждаемые массивы состоят из трех взаимодополняющих рядов данных широкоугольных датчиков РБЗ, многоканального радиометра для измерений солнечной постоянной и сканирующего многоканального радиометра. Первые два типа аппаратуры продолжили успешное функционирование, но сканирующий радиометр вышел из строя через 20 мес. Осложнения с калибровкой данных спутника «Нимбус-7» не позволили пока что осуществить их архивацию, но если это будет сделано, то появится массив данных по РБЗ за период более 10 лет.

Основной информацией, хранящейся в архиве данных спутника «Нимбус-7», являются значения альbedo, УДР и РБЗ для охватывающих земной шар 2070 квадратов (600 км<sup>2</sup>) при осреднении за

Таблица 1

## Радиационный баланс Земли и его компоненты

Годы	УДР, Вт/м <sup>2</sup>	Альbedo, %	РБЗ, Вт/м <sup>2</sup>
1978—1979 *	232,7	32,9	-2,6
1978—1979	228,8	30,5	9,5
1979—1980	228,9	30,1	10,8
1980—1981	227,5	29,9	12,9
1981—1982	226,0	30,3	13,0
1982—1983	226,2	30,1	13,5

1 сут, 6 сут и 1 мес, причем массивы данных широкоугольных и узкоугольных сканирующих датчиков хранятся раздельно на 60 магнитных лентах.

Результаты измерений интегральной солнечной постоянной  $S_0$  использовались для анализа ее изменчивости в зависимости от солнечной активности. Среднее значение  $S_0$  за 65 мес составило 1370 Вт/м<sup>2</sup> (по данным спутника SMM за более короткий промежуток времени  $S_0=1367,7$  Вт/м<sup>2</sup>, т. е. отличается примерно на 0,22%). Наблюдался слабый тренд (около 0,015% в год) убывания  $S_0$ . Детальному анализу подверглись данные по РБЗ. Было обнаружено, например, сильное возрастание отраженной радиации в близкой ИК-области спектра в Арктике (ноябрь—декабрь 1982 г.), обусловленное влиянием извержения вулкана Эль Чичон, а также существенное возмущение глобального поля РБЗ под воздействием явления Эль Ниньо 1982—1983 гг. В региональных масштабах отчетливо проявляется межгодовая изменчивость РБЗ, но при осреднении в пределах полушария годовой ход оказывается вполне регулярным и хорошо воспроизводимым, причем

амплитуда годового хода РБЗ в Южном полушарии несколько больше, чем в Северном. Это объясняется тем, что в период лета (зимы) Южного полушария расстояние между Землей и Солнцем является минимальным (максимальным).

Серьезную проблему составила необходимость коррекции предполетной калибровки широкоугольных и узкоугольных датчиков, которая претерпела четыре этапа последовательных уточнений [44, 49]. Данные табл. 1 характеризуют среднеглобальные значения РБЗ и его компонентов (звездочкой отмечены данные узкоугольного сканирующего радиометра). По-видимому, значения УДР, приведенные в табл. 1, несколько занижены (до 7—10 Вт/м<sup>2</sup> в случае широкоугольных датчиков). Авторы [98] описали новую версию алгоритма калибровки, обеспечивающую дальнейшее уточнение данных по РБЗ.

В следующей главе мы обратимся к рассмотрению некоторых конкретных аспектов проблемы анализа данных спутниковых наблюдений.

# Глава первая

## ОБРАБОТКА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА ЗЕМЛИ

---

### 1. Общие сведения

Основные проблемы обработки данных спутниковых наблюдений РБЗ детально обсуждены в ряде опубликованных за последние годы монографий [9—11, 17, 28]. Здесь мы ограничимся обсуждением результатов некоторых последующих исследований.

Существующие планы спутниковых измерений РБЗ предусматривают, как и раньше, использование узкоугольной сканирующей и широкоугольной аппаратуры [138]. При определении поля уходящей радиации возникает необходимость осуществления трех этапов обработки: 1) вычисления мгновенных значений интегральных потоков уходящей радиации по данным об измеренном угловом распределении интенсивности излучения в узких спектральных интервалах, что связано с необходимостью спектральной и угловой коррекции; 2) пространственного осреднения; 3) временного осреднения.

Спектральная и угловая коррекция состоит в реализации схемы перехода от непосредственно измеренных величин к значениям интегральных потоков УДР и УКР, что требует сведений о спектральной чувствительности датчиков, угловом и спектральном распределении интенсивности УДР и УКР. Ключевое значение имеет адекватность ти-

пизации угловых распределений УДР и УКР по данным наблюдений с учетом специфики свойств атмосферы, подстилающей поверхности и зависимости от высоты Солнца.

Хотя в этом направлении достигнуты значительные успехи, адекватного массива данных по угловым распределениям все еще нет. Детальный анализ оптимального выбора пространственного осреднения до сих пор не проводился. Этот выбор может быть сделан путем имитационных экспериментов с использованием высокоразрешающих данных, характеризующих неоднородность подстилающей поверхности. Для надежного осреднения РБЗ за интервалы, большие 15 сут, необходимо обеспечить ежедневные измерения 6 раз в сутки для каждого элемента осреднения  $250 \times 250$  км, для чего требуются три спутника. Поскольку экономические соображения могут ограничить число специализированных спутников для измерений РБЗ одним, важны поиски возможностей использования результатов разнообразных спектральных измерений уходящей радиации с помощью других спутников в целях получения сведений о временной изменчивости РБЗ.

Не менее сложным является обеспечение пространственно-временной репрезентативности данных широкоугольной аппаратуры.

Р. Машхофф и др. [108] обсудили уточнения методики обработки данных установленных на спутнике «Нимбус-7» широкоугольных несканирующих радиометров, предназначенных для измерений потоков интегральной УДР (диапазон длин волн от 0,2 до 50 мкм) и УКР (0,2—3,8; 0,695—2,8 мкм). Рассматриваемые уточнения, осуществленные путем лабораторных исследований идентичных датчиков и анализа реальных данных, пре-

дусматривают учет неоднородности поля излучения Земли в пределах угла зрения широкоугольных датчиков, их селективности и вариаций температуры, подсветки прямой солнечной радиацией, лучистого теплообмена приемных поверхностей и полусферических фильтров с космосом. Использование уточненной методики должно обеспечить корректность климатологической обработки данных.

Как отметил Д. Смит и др. [157, 159], решение научных задач, рассматриваемых в рамках Эксперимента по изучению РБЗ требует определения средних значений компонентов РБЗ, осредненных по квадратам  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (и приведенных к условному уровню верхней границы атмосферы на высоте 30 км), при погрешности, не превосходящей  $15 \text{ Вт/м}^2$ . Поскольку в комплекс научной аппаратуры этого эксперимента входят сканирующие узкоугольные радиометры, а также средне- и широкоугольные несканирующие радиометры, следует прежде всего иметь в виду радикальные различия в схемах перехода от непосредственно измеряемых сигналов к соответствующим физическим величинам (компонентам РБЗ).

При обработке данных сканирующих узкоугольных радиометров речь идет о восстановлении углового распределения интенсивности уходящей радиации (с учетом априорных данных об угловом распределении) и последующем вычислении потоков уходящей радиации, причем необходимость осреднения по времени требует учета (по данным наблюдений или с использованием априорной информации) временной изменчивости уходящей радиации (в первую очередь суточного хода). Важной является и задача пространственного осреднения данных.

Поскольку во многих случаях датчики уходящей радиации являются селективными, то возникает также и потребность перехода от спектральных к интегральным потокам уходящей радиации. В этой связи в работе [159] обсуждены схемы перехода для сканирующих узкоугольных радиометров, применявшиеся на первых этапах спутниковых измерений РБЗ. Стремление к адекватности учета закономерностей углового распределения интенсивности уходящей радиации определило принятие (в рамках Эксперимента по изучению РБЗ) следующей классификации подстилающих поверхностей: суша, океан, снежный покров, пустыня и районы побережий (смешанная система суша—океан). При обработке данных несканирующих радиометров применяются два подхода: использование так называемого фактора формы (в этом случае предполагается постоянство уходящей радиации в пределах поля зрения несканирующего радиометра) и численного фильтра, состоящего в решении интегрального уравнения для перехода от измеряемого сигнала к потоку уходящей радиации в фиксированной точке.

Важное значение имеет имитационное моделирование глобальной системы наблюдений РБЗ в целом [138]. При наличии одного-двух полярно-орбитальных спутников добавление спутника на орбите с углом наклона  $60^\circ$  существенно повышает репрезентативность данных по РБЗ, причем целесообразно установить на этом спутнике аппаратуру со сканированием по конусу. Данные геостационарных спутников могут быть использованы для временной интерполяции. В районе сильной изменчивости облачного покрова для обеспечения надежности данных по УКР необходимы наблюде-

ния до 9 раз в сутки. Следует констатировать, что стратегия накопления глобального массива данных по РБЗ все еще четко не сформулирована.

Подводя итоги одновременных наблюдений со спутников «Метеосат-1» («Meteosat-1»), «Нимбус-7» и «Тирос-Н» («Tiros-N») за 14 октября 1979 г., охватывающих 12 квадратов  $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ , Р. Саундерс и др. [152] выполнили сравнение оценок РБЗ и его компонентов: УДР и УКР. Целью сопоставления были: определение погрешностей расчета суточных сумм по значениям в отдельные моменты времени и анализ надежности схем перехода от непосредственно измеряемых значений потоков радиации в пределах малого угла зрения и узкого спектрального интервала к полусферическим интегральным потокам.

Основой для сравнений служили ежечасные данные спутника «Метеосат» для каналов 0,4—1,1 мкм (пространственное разрешение в надире 2,5 км, оцифровка данных до 6 бит), 10,2—12,5 мкм (5 км, 8 бит) и 5,8—7,3 мкм (5 км, 6 бит). Используются данные аппаратуры РБЗ («Нимбус-7») для восьми сканирующих каналов: четырех коротковолновых (0,2—4,8 мкм) и четырех длинноволновых (4,5—50 мкм), погрешности которых равны соответственно 2—3 и 1—2%. Из массива данных четырехканального сканирующего радиометра, установленного на спутнике «Тирос-Н» (разрешение 1 км в надире, оцифровка до 10 бит), обработаны результаты наблюдений для каналов 1 (0,55—0,90 мкм) и 4 (10,3—12,5 мкм), причем предполагается, что альbedo Земли в интервале 0,55—0,90 мкм тождественно интегральному. Поскольку обработка данных трех спутников осуществляется с применением различных алгоритмов перехода от показаний датчиков к компонентам РБЗ, в целях

сравнения алгоритмов все они были использованы для обработки данных спутника «Метеосат».

Анализ результатов показал, что использование при обработке этих данных регрессионных соотношений для перехода от уходящей радиации в узких спектральных интервалах к интегральным величинам порождает систематическое занижение значений УДР (по сравнению с данными «Нимбус-7») на 2% и завышение УКР до 10% (возможно, что последнее обусловлено главным образом предположением об идентичности спектрального и интегрального альбеда Земли). Сравнение среднесуточных значений УКР, полученных по данным «Тирос-Н» и «Метеосат», выявило наличие расхождений до 30 Вт/м<sup>2</sup>, связанных с предположением об изотропности поля УКР (алгоритм «Тирос-Н») или с учетом неизотропности отражения («Нимбус-7») для характерных условий океана, суши и облачного покрова.

Существенные расхождения обнаружены при сравнении суточных сумм компонентов РБЗ, вычисленных с использованием ежечасных («Метеосат-1») и единичных («Нимбус-7», «Тирос-Н») значений. Подобные расхождения особенно велики при наличии сильного суточного хода, обусловленного дневным прогреванием и ночным выхолаживанием подстилающей поверхности, а также сильной изменчивостью облачного покрова. Планируется осуществить аналогичные сравнения данных в период функционирования системы спутников для измерений РБЗ.

Обратимся теперь к рассмотрению наиболее существенных конкретных аспектов обработки данных наблюдений РБЗ.

## 2. Угловая коррекция

Если  $I(\theta, \varphi)$  — интенсивность отраженной коротковолновой радиации для зенитного угла визирования  $\theta$  и разности азимутов визирования и Солнца  $\varphi$ , то полусферический поток уходящего излучения равен

$$F_A = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} I(\theta, \varphi) \sin \theta \cos \theta d\theta,$$

а альbedo системы Земля—атмосфера

$$A = F_A / S_0 \cos \theta_0,$$

где  $S_0$  — солнечная постоянная.

Если теперь ввести функцию, характеризующую угловое распределение интенсивности УКР,

$$\rho'(\theta, \varphi, \theta_0) = \frac{\pi I(\theta, \varphi, \theta_0)}{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} I(\theta, \varphi, \theta_0) \sin \theta \cos \theta d\theta},$$

где  $\pi \bar{I}$  — осредненное по углам  $(\theta, \varphi)$  значение потока  $F_A$ , а интеграл в знаменателе характеризует нисходящий радиационный поток, то можно следующим образом рассчитать альbedo:

$$A = \frac{\pi I(\theta, \varphi, \theta_0)}{S_0 \cos \theta_0 \rho'(\theta, \varphi, \theta_0)},$$

т. е. величину  $A$  можно вычислить по измеряемой яркости  $I$ , если известна для данного элемента изображения функция  $\rho'$ .

Для длинноволновой области спектра методика перехода от интенсивностей к потокам оказывается более простой, поскольку интенсивность УДР в среднем не зависит ни от высоты Солнца, ни от азимута. Поэтому угловое распределение

интенсивности определяется в этом случае по формуле

$$\rho''(\theta) = \frac{I(\theta)}{2 \int_0^{\pi/2} I(\theta) \sin \theta \cos \theta d\theta}.$$

Для потока  $F$  имеем

$$F = I(\theta) / \rho''(\theta).$$

Таким образом, для реализации алгоритма пересчета интенсивности радиации (данные сканирующих радиометров в видимой и ИК-областях спектра) в потоки должны быть известны значения  $\rho'$  при неортоградном отражении излучения разными типами земных покровов. Для решения этой задачи практически неизбежно введение различных модельных представлений для природных объектов разных типов с определенными пороговыми уровнями, характеризующими разные классы анализируемых объектов. Аналогичные соображения касаются и функции  $\rho''$ . В конечном итоге получаемые значения потоков УКР и УДР обычно осредняются в пределах квадратов  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  с весами, характеризующимися плотностями соответствующих распределений разных классов с заданными модельными значениями  $\rho'$  и  $\rho''$ .

Восстановление компонентов РБЗ по данным измерений интенсивности УКР и УДР с помощью сканирующих радиометров требует решения задачи определения оптимального числа направлений визирования фиксированного участка подстилающей поверхности, которое обеспечивает заданную точность восстановления. В рамках системы спутников для измерений РБЗ подобная задача решалась по данным трех указанных в табл. 2 спутни-

Таблица 2

Параметры орбит системы спутников для измерений  
РБЗ

Спутник	Высо- та, км	Угол накло- на	Местное время пересечения экватора	Время запуска
NOAA-F	833	98,7°	7 ч 30 мин	Октябрь 1983 г.
NOAA-G	833	98,8°	15 ч 30 мин	Апрель 1985 г.
ERBS	600	46,0°	Не постоянно	Апрель 1984 г.

ков, но предлагались и другие варианты: 1) два спутника на орбитах с углом наклона  $75^\circ$  при угле  $90^\circ$  между плоскостями орбит; 2) три спутника с наклонами орбит  $50$ ,  $60$  и  $80^\circ$ .

Применительно к требованиям международной программы «Альпекс» К. Крибель и А. Пиетрасс [97] проанализировали оптимальную реализацию спутниковой системы наблюдений РБЗ для квадрата  $450 \times 450$  км в диапазонах  $45,5^\circ - 49,5^\circ$  с.ш.,  $6^\circ - 12^\circ$  в.д., элемент разрешения составлял  $50 \times 50$  км. Было рассмотрено сканирование трех типов: линейное, коническое и по схеме, использованной на спутнике «Нимбус-7» с учетом соответствующих параметров орбиты и осредненных данных за 3, 7 и 14 сут. Оценки выявили преимущество конического сканирования как обеспечивающего наиболее полную информацию по угловому распределению уходящей радиации для каждого из элементов разрешения при любом из интервалов осреднения, но особенно при коротком интервале.

В. Тэйлор и др. [166—169] выполнили обработку данных установленного на спутнике «Нимбус-7»

узкоугольного сканирующего радиометра в целях анализа типичных особенностей углового распределения интенсивности УДР, которые следует учитывать при интерпретации данных Эксперимента по изучению РБЗ. Обработанные авторами [169] данные наблюдений относятся к 270 сут за период с ноября 1979 г. по май 1980 г. Рассмотрены предварительные результаты для 40 сочетаний типов подстилающих поверхностей (отобраны такие случаи, когда однородность поверхности составляет 95% или более) и условий облачности (9,5 млн точек наблюдений). Полученные результаты представлены в форме зависимостей осредненного по азимуту коэффициента анизотропии излучения  $k_a$  (отношения измеренной интенсивности УДР к эквивалентной изотропной интенсивности) от зенитного угла визирования для 18-градусных широтных зон.

В работах [167, 169] показано, что над сушей Северного полушария угловое распределение  $k_a$  существенно зависит от широты: изменение  $k_a$  в зависимости от зенитного угла (потемнение к краю диска Земли) усиливается с уменьшением широты. Установлено, что при отсутствии облаков имеется годовой ход углового распределения  $k_a$ . Несомненно, что годовой ход должен усиливаться в умеренных широтах. Наиболее значительна изменчивость  $k_a$  в зависимости от типа подстилающей поверхности. Совместное воздействие всех факторов определяет экстремальную изменчивость  $k_a$  для пустынь Северного полушария в июле—августе и над снежно-ледяным покровом в Южном полушарии (декабрь—февраль). При анализе множества кривых углового распределения  $k_a$  выявляются многие черты сходства. Это означает, что практически нет не-

обходимости принимать во внимание все отдельные данные об угловом распределении этого коэффициента.

На основе использования методики расчета интенсивности УДР, в которой приняты во внимание все основные оптически активные компоненты атмосферы и континуальное поглощение, С. Гупта и Д. Саттлс [77] вычислили угловые распределения интенсивности интегральной УДР (диапазон длин волн 5—50 мкм разбит на 180 интервалов шириной  $10 \text{ см}^{-1}$ ) при задании различных климатических моделей атмосферы, а также с использованием данных единичных аэрологических зондирований в различных метеорологических условиях. Результаты вычислений иллюстрируют изменчивость углового распределения интенсивности УДР в зависимости от температуры подстилающей поверхности и относительной влажности вблизи поверхности, а также от высоты верхней границы облаков. Инфракрасное «потемнение» к краю диска планеты определяется главным образом влагосодержанием атмосферы, и поэтому наиболее сильное влияние на изменчивость углового распределения (в зависимости от широты и времени года) оказывают вариации характеристик облачного покрова, и прежде всего высота верхней границы облаков, поскольку в этом случае происходит значительное уменьшение влагосодержания надоблачной толщи атмосферы и понижение температуры излучающей поверхности.

На основе численного моделирования для совокупности «черных» облаков в виде параллельных полос квадратного сечения Ж. Дювель и Р. Кандель [67] проанализировали роль учета анизотропии углового распределения УДР при восста-

новлении потока УДР по данным измерений с помощью сканирующих радиометров (предполагается, что облака «погружены» в горизонтально однородную, но вертикально стратифицированную атмосферу). Расчеты показали, что при больших зенитных углах проявляется существенная азимутальная зависимость (относительно направления полос). Хотя подобная зависимость практически отсутствует в случае трехмерной модели разорванной облачности (например, при наличии облаков в виде гексагональных ячеек), но и в этом случае возникает усиление зависимости интенсивности УДР от зенитного угла, обусловленное возрастанием количества облаков. Это обстоятельство может порождать погрешности восстановления как потока УДР, так и количества облаков, поскольку зависимость от зенитного угла отображает влияние географической изменчивости.

Если осуществлять восстановление интегрального (3–100 мкм) или спектрального (10,2–12,5 мкм) потока УДР по данным наблюдений в надир, то в экстремальном случае оптически протяженных (непрозрачных) полос облаков верхнего яруса над теплой подстилающей поверхностью систематическая погрешность восстановления (завышенность УДР) достигает 20% ( $40 \text{ Вт/м}^2$ ) и в реальных условиях также может быть значительной. «Разрывность» облачного покрова следует также принимать во внимание при исследованиях взаимодействия облачности и радиации. Несомненно, что один лишь параметр (количество облаков) недостаточен для описания облачного покрова. Необходимо также учесть характеристик, определяющих пространственную структуру поля облачности.

В. Тэйлор и Л. Стоув [166] обработали данные установленного на спутнике «Нимбус-7» узкоуголь-

ного сканирующего радиометра за период с 17 ноября 1979 г. по 12 сентября 1980 г. с учетом сопутствующей информации о подстилающей поверхности и облачном покрове. Цель этой обработки заключалась в получении сведений о типичных угловых распределениях УКР для восьми типичных видов подстилающей поверхности. Полученные результаты (осредненные по квадратам  $160 \times 160$  км) свидетельствуют о том, что для водных бассейнов характерно повышение яркости в направлении горизонта (при увеличении  $\theta$ ) при всех зенитных углах Солнца  $\theta_0$ .

В случаях облачного покрова и поверхностей суши по мере возрастания  $\theta_0$  происходит переход от потемнения к уярчению в направлении горизонта. Если  $\theta_0 < 50^\circ$ , то для поверхностей суши типично наличие более сильного обратного отражения. Для всех исследованных подстилающих поверхностей характерно усиление зеркального компонента отражения с ростом  $\theta_0$ . Из всех поверхностей снег ближе всего к изотропному отражателю. Альбеда снежного покрова обладает лишь очень слабой зависимостью от  $\theta_0$ , причем иногда наблюдается небольшое уменьшение этой зависимости с ростом  $\theta_0$ , тогда как во всех остальных случаях имеет место возрастание альбеда с увеличением  $\theta_0$ .

Обнаружено сходство угловой структуры отражения взволнованной поверхностью воды и облаками, содержащими ледяные кристаллы (при этом облака более близки по своим свойствам к изотропному отражателю). Обсужденные в работе [166] результаты наблюдений углового распределения УКР качественно согласуются с полученными ранее и составляют в настоящее время наиболее полный массив данных для системы подстилающая поверхность—атмосфера.

**Таблица 3**  
**Диапазоны изменчивости альbedo**

Тип поверхности	Альbedo, %	Тип поверхности	Альbedo, %
Спутниковые данные		Наземные данные	
Океан	9-45	Вода	6-21
Снег/лед	40-72	Снег	
Снег на ледниках	68-76	свежий	70-95
Снежный покров	36-67	старый	40-70
Сахара	27-33	Песчаные дюны	20-45
Все пустыни	24-29	Саванна	15-30
Саванна-прерии	17-20	Луга, леса	5-20
Перистые облака	52-74	Облака	
Облака		кучевые	70-90
среднего яруса	34-67	высокослоистые	35-59
нижнего яруса	20-60	перисто-слоистые	44-50
		слоистые	59-84

Накопление большого массива данных наблюдений с помощью установленных на спутниках «Нимбус-7» сканирующих узкоугольных радиометров создало основу для создания зафиксированного на магнитных лентах архива STR за 270 сут с привязкой отдельных подмножеств данных к соответствующим типам подстилающей поверхности и условиям облачности. В. Тэйлор и др. [168] рассмотрели примеры данных STR, иллюстрирующие типичные закономерности углового распределения интенсивности УКР, представленного в форме угловых зависимостей коэффициента анизотропии отражения  $k_0$  (отношения измеренной интенсивности УКР к эффективно изотропной) с учетом зенитного угла Солнца  $\theta_0$ . Значение  $k_0$ , равное 1,5,

означает, например, что расчет потока УКР по интенсивности, предполагаемой изотропной, приведет к завышению потока на 50%.

Полученные в работе [168] результаты хорошо согласуются с найденными ранее для менее представительного массива данных за 61 сут, что отображает достаточно высокое качество данных STR. В табл. 3 приведены данные о диапазонах изменчивости интегрального альbedo системы подстилающая поверхность—атмосфера для различных типов подстилающей поверхности и альbedo поверхности по В. Селлерсу (1965 г.). Хотя диапазоны изменчивости альbedo системы и поверхности перекрываются, отчетливо видны эффекты возрастания (уменьшения) альbedo системы по сравнению с более низким (высоким) альbedo поверхности. «Инвариантное» альbedo составляет около 22%.

Б. Пинти и Д. Рамонд [134] обосновали аналитическую параметризацию анизотропии отражательной способности, основанную на использовании аналогичных параметризаций, предложенных ранее для Луны и Марса. Основу параметризации составила следующая связь между отражательными способностями  $\rho(\theta_0, \theta, \varphi)$  и  $\rho_0$  в направлении надира при Солнце в зените:

$$\rho(\theta_0, \theta, \varphi) = \rho_0 \cos^{k-1}(\theta_0) \cos^{k-1}(\theta),$$

где  $k$  — параметр, характеризующий особенности подстилающей поверхности. С учетом этой зависимости и при ряде упрощающих предположений обоснована параметризация углового распределения интенсивности УКР, содержащая три параметра (включая  $k$ ), которая пригодна в диапазонах зенитного угла Солнца  $\theta_0 = 0 \div 66^\circ$  (суша) или  $0 \div 60^\circ$  (пустыни). Эта параметризация позволяет

использовать данные об УКР для восстановления углового распределения отражения радиации подстилающей поверхностью. Применение восстановленного углового распределения для расчета зависимости альbedo поверхности от  $\theta_0$  привело к результатам, согласующимся с данными наземных наблюдений подобной зависимости.

На основе использования данных наземных измерений зависимости спектрального коэффициента яркости от геометрии визирования и освещения для трех типов подстилающей поверхности (оголенная поверхность почвы, травяной покров в саду и поверхность, полностью покрытая зелеными листьями) Б. Холбен и Д. Каймс [83] осуществили пересчет этих данных (по методу сложения) в величины спектрального коэффициента яркости системы подстилающая поверхность—атмосфера и вегетационного индекса:

$$VI = \frac{NIR - red}{NIR + red},$$

где  $NIR$ ,  $red$  — спектральные коэффициенты яркости в близкой инфракрасной и красной областях спектра соответственно применительно к условиям измерений этих величин с помощью усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения, установленного на спутниках NOAA-7 и -9. Целью такого рода имитационного численного эксперимента был анализ степени проявления угловой зависимости спектрального коэффициента яркости в связи с геометрией визирования, а также роли атмосферной коррекции.

Рассмотрение полученных результатов привело к выводу, что при условиях визирования и освещения, характерных для функционирования усовершенствованного радиометра очень высокого разре-

шения, спутниковые данные по спектральному коэффициенту яркости при углах визирования, отличных от надирных, достаточно близко соответствуют наземным данным. Естественно, что изменчивость вегетационного индекса в зависимости от угла визирования и атмосферных условий оказалась более слабой, чем изменчивость спектрального коэффициента яркости, для рассматриваемых каналов 1, 2.

При наличии априорной информации об оптической толщине атмосферы и угловой зависимости спектрального коэффициента яркости для типичных природных образований может быть обеспечено существенное повышение надежности интерпретации данных усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения по этому коэффициенту. Важную роль подобной априорной информации отображает актуальность дальнейшего накопления массивов данных по спектральному коэффициенту яркости и оптической толщине атмосферы.

Около 28 млн значений УКР и УДР за 227 сут из массива данных, рассмотренного в [166—169], приходится на условия сплошной облачности нижнего, среднего или верхнего яруса (в последнем случае отдельно рассматривались облака, содержащие водяные капли и ледяные кристаллы). В связи с этим В. Стэйлор [160] предпринял статистическую обработку упомянутых данных в целях обоснования моделей углового распределения интенсивности УКР и УДР для облаков различных типов, которые могут быть использованы, в частности, при решении задачи восстановления потоков уходящей радиации по данным наблюдений с помощью сканирующих радиометров. Коэффициент яркости можно выразить так:

$$R = \pi I_s / S_0 \cos \theta_0,$$

Таблица 4

## Коэффициенты регрессии

Тип облаков	$Y_0$	$Y_1$	$N$	$A_p$
Н	0,007	1,205	1,645	0,461
С	0,005	1,346	1,577	0,539
ВВ	0,003	1,320	1,517	0,563
ВЛ	0,003	1,479	1,550	0,603

*Примечание.* ВВ, ВЛ — облака верхнего яруса, содержащие водяные капли и ледяные кристаллы;  $A_p$  — планетарное альbedo.

где  $I_s$  — интенсивность УКР, зависящая от  $\theta_0$ , зенитного угла  $\theta$  и азимута  $\varphi$  направления визирования. Влияние азимута можно исключить, введя средненное значение коэффициента яркости:

$$\bar{R} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} R d\varphi.$$

Величина  $Y = \bar{R} \mu \mu_0$  ( $\mu = \cos \theta$ ) является функцией  $X = \mu \mu_0 / (\mu + \mu_0)$ . Поэтому возможна параметризация

$$Y = Y_0 + Y_1 X^N. \quad (1)$$

Данные табл. 4 характеризуют значения коэффициентов регрессии для облаков нижнего (Н), среднего (С) и верхнего (ВВ и ВЛ) ярусов.

Поскольку в (1) фигурирует только сумма или произведение  $\mu$  и  $\mu_0$ , это указывает на осуществле-

ние известного принципа взаимности. В случае УДР имеем

$$I_L/I_L^0 = \mu^M,$$

где  $I_L^0$  — интенсивность УДР в надире;  $M$  — малый параметр, а поток УДР выражается как

$$F_L = \frac{2\pi}{2+M} I_L^0.$$

Для выявления основных особенностей углового распределения отраженной облаками коротковолновой радиации при наличии протяженной сплошной и однослойной разорванной облачности Р. Дэвис [63] сделал расчеты методом Монте-Карло при различной трехмерной геометрии облаков конечных размеров. Результаты расчетов свидетельствуют о существенном различии угловых распределений интенсивности УКР в двух рассматриваемых случаях, которые оказываются особенно значительными для направлений вблизи надира и горизонта. Подобные различия становятся, однако, незначительными при зенитном угле визирования около  $60^\circ$ . Задание ламбертовского закона отражения облаками конечных размеров (по сравнению с учетом анизотропного многократного рассеяния) искажает значения интенсивности УКР, но сохраняет главные качественные особенности углового распределения. Малые облака можно аппроксимировать как ламбертовы сферы, тогда как протяженные оптически толстые облака отражают радиацию как ламбертовы плоскости.

При зенитных углах, близких к  $0$  и  $90^\circ$ , погрешность восстановления потока УКР без учета реального углового распределения интенсивности УКР может достигать  $100\%$ . Поскольку надежное раз-

личение сплошной облачности и поля облаков малых размеров по данным сканирующих радиометров (сканеров) с довольно большим углом зрения оказывается иногда невозможным, следует рекомендовать использовать данные наблюдений углового распределения вблизи зенитного угла  $60^\circ$ . Исключение составляет случай малых высот Солнца, когда результаты измерений интенсивности УКР слабо зависят от условий облачности лишь для данных, относящихся к плоскости, перпендикулярной плоскости вертикала Солнца. По-видимому, полученные выводы можно распространить и на случай многослойной частичной облачности. Требуется, однако, отдельного рассмотрения проблема неизотропности отражения подстилающей поверхности.

Р. Штульман и др. [162, 163] получили оценки погрешностей, связанных с восстановлением интегрального потока УКР по данным измерений спектральной интенсивности УКР. Показано, что главным источником погрешностей, которые могут варьировать в пределах 2—25%, является недостаточно надежное задание моделей углового распределения интенсивности УКР. Именно это явилось причиной выбора сканирования по конусу в разрабатываемой в ФРГ аппаратуре для спутниковых измерений потока УКР. Сканирование по конусу обеспечит определение углового распределения интенсивности УКР по данным непосредственных наблюдений.

Р. Грин [73] проанализировал пространственную разрешающую способность и погрешность восстановления альбедо системы подстилающая поверхность—атмосфера  $A_s$  по данным измерений с помощью широкоугольного радиометра, интерпретация которых основана на использовании соотношения

$$A_s = \sum_{i=-n}^n \omega_i m_i,$$

где  $m_i$  — показания широкоугольного радиометра вдоль витка;  $\omega_i$  — переходные коэффициенты. В работе [73] выполнены имитационные расчеты, результаты которых свидетельствуют о том, что применение цифрового фильтра для повышения пространственной разрешающей способности данных широкоугольного радиометра вызывает рост погрешностей измерений, зависящий от значений переходных коэффициентов.

Наилучшим оказался такой вариант решения обратной задачи, когда каждое значение альбеда восстанавливается отдельно ( $n=0$ ). Альбеда, определяемое по данным широкоугольного радиометра, относится к кругу радиусом  $9^\circ$  относительно надир, а среднеквадратическая погрешность составляет 0,020 (принято, что случайная погрешность равна  $1 \text{ Вт/м}^2$ ). Применение цифрового фильтра позволяет повысить разрешение до  $4^\circ$  при погрешности 0,036. Аналогичные результаты расчетов, относящиеся к среднеугольному радиометру, привели к разрешению  $5^\circ$  при погрешности 0,008, которое повышается до  $3^\circ$  при погрешности 0,021 после фильтрации. Все указанные оценки относятся к мгновенным значениям альбеда. Естественно, что при осреднении по времени погрешность восстановления уменьшается.

На основе использования метода линейных возмущений Д. Смит [156] предложил алгоритм перехода от измеряемого с помощью установленной на спутнике широкоугольной аппаратуры потока УДР к потоку УДР на уровне условной верхней границы атмосферы с учетом зависимости углового распределения интенсивности УДР (функции потем-

нения к краю диска Земли) от зенитного угла визирования и географического местоположения. Выполненный ранее анализ данных наблюдений привел к выводу, что угловое распределение коррелирует с измеряемой яркостной температурой, оказываясь неизотропным над очагами тепла и почти изотропным (или сопровождаемым слабым уярчением к краю диска) над очагами холода.

Поэтому принято, что имеет место линейное соотношение между потемнением к краю диска и УДР. Расчеты показали, что влияние географической изменчивости углового распределения не проявляется при определении среднеглобальных значений (в силу взаимной компенсации соответствующих изменений) и практически несущественно при больших пространственных масштабах (волновые числа меньше 6). В интервале волновых чисел 6—12 эффект углового распределения мал, но может оказаться существенным. При волновых числах больше 12 и высоте орбиты 1100 км начинает преобладать влияние шума, обусловленного метеорологической изменчивостью. Поскольку рассматривались лишь среднемесячные поля УДР, которые оказываются довольно гладкими, требуются дальнейшие расчеты для реальных условий наблюдений в различные моменты времени.

Специфические особенности перехода от интенсивностей излучения к потокам характерны для данных спутников «Тирос-Н» и «Метеосат». При этом учитываются различие орбит этих спутников, их калибровки, углов поля зрения и другие факторы. Результаты сравнительного анализа данных этих спутников по РБЗ и данных «Нimbus-7» для 12 специально выбранных «тестовых» участков земной поверхности обсуждены в работе [152]. Эти результаты выявили взаимодопол-

няющие возможности различных типов спутниковых наблюдений и продемонстрировали наряду с совпадением в ряде случаев существенные расхождения сравниваемых величин. Например, анализ регрессионной методики перехода от узкоугольных данных «Метеосат» к потокам и сравнение полученных результатов с данными «Нимбус-7» показали, что соответствующие величины для спутника «Метеосат» примерно на 2% занижены в случае УДР и на 10% завышены для УКР. Более значительные расхождения во втором случае обусловлены предположением, что функции преобразования при получении спектральных альбедо тождественны соответствующим функциям интегральных величин. Это предположение порождает значительные погрешности при больших зенитных углах визирования в полосах поглощения водяного пара в красной и ближней ИК-области спектра.

Важность дальнейших исследований углового распределения интенсивности УКР продемонстрировало сравнение среднесуточных значений яркостей в каналах видимой области спектра спутников «Тирос-Н» и «Метеосат». Расхождения между данными этих спутников и «Нимбус-7» достигали  $30 \text{ Вт/м}^2$ . Дальнейшее развитие работ по сравнению компонентов РБЗ, восстанавливаемых со спутников, запланировано в рамках специального Эксперимента по изучению РБЗ [80].

### **3. Суточный ход радиационного баланса Земли**

При определении осредненных по времени значений РБЗ и его компонентов особого внимания требует проблема учета суточного хода. В связи

с этим П. Миннис и Э. Харрисон [111] предприняли анализ суточного хода УКР и УДР, восстановленных по данным геостационарного спутника GOES-2 за ноябрь 1978 г. Эмпирическая методика восстановления УКР и УДР основана на совместном анализе данных спутников «Нимбус-7» (интегральные потоки уходящей радиации) и GOES-2 при обеспечении определенных критериев пространственно-временного согласования.

Оказалось, что полученные таким образом данные об УДР более надежны, поскольку при восстановлении УКР возникает серьезная трудность, связанная с необходимостью учета углового распределения УКР, зависящего от зенитного угла Солнца  $\theta_0$  (рассмотрены четыре модели углового распределения). При вариациях  $\theta_0$  в пределах  $0-80^\circ$  направленная отражательная способность океана, суши и облачного покрова может изменяться в 4,2; 2,2 и 1,8 раза соответственно. Для каждого из исследованных регионов в зоне  $45^\circ$  ю. ш. —  $45^\circ$  с. ш.;  $30^\circ-125^\circ$  з. д. найдены значения альbedo системы подстилающая поверхность—атмосфера при ясном небе. В Северной Америке среднее полуденное значение альbedo составляет 18,8%, а в Южной Америке — 14,7%.

Амплитуда суточного хода УДР при ясном небе варьирует от 2 до 100 Вт/м<sup>2</sup>, а при наличии облачного покрова достигает максимального значения 50 Вт/м<sup>2</sup> в регионах, где преобладает мощная конвективная облачность. Средние значения альbedo и УДР при ясном небе для всей рассматриваемой зоны равны 12,5% и 267,3 Вт/м<sup>2</sup>, а при сплошной облачности составляют 39,0% и 220,7 Вт/м<sup>2</sup>. В реальных условиях частичной об-

лачности (для всей зоны) альbedo равно 27,9%, а УДР — 242,7 Вт/м<sup>2</sup>. Отсюда вытекает, что влияние облачности на РБЗ выражается в выхолаживании, достигающем 55,0 Вт/м<sup>2</sup>.

Расчеты, относящиеся к условиям имитационного численного эксперимента для спутника на солнечно-синхронной орбите, показали, что возможно определение среднемесячных региональных значений УДР с погрешностью меньше 3 Вт/м<sup>2</sup>, если учесть суточный ход УДР по данным наблюдений в дневной и ночной сроки. Погрешность оценок регионального альbedo варьирует в пределах 1,5—4,0%, если принять во внимание угловое распределение направленной отражательной способности, но увеличивается до 2,6—11,1% при учете лишь времени пересечения экватора.

Минимальные погрешности определения альbedo и РБЗ обеспечиваются при времени пересечения экватора в пределах 1,5 ч относительно полудня. Без учета углового распределения УКР погрешность восстановления среднемесячных значений РБЗ варьирует в пределах 10—40 Вт/м<sup>2</sup> при «глобальной» систематической погрешности, достигающей 36 Вт/м<sup>2</sup> (в зависимости от времени пересечения экватора). Эти погрешности снижаются соответственно до 6—14 и 7 Вт/м<sup>2</sup>, если принять во внимание специфику углового распределения УКР.

Поскольку обусловленные суточным ходом погрешности осреднения РБЗ связаны с изменчивостью облачного покрова и его радиационных характеристик, возможны различные пути снижения этих погрешностей: 1) использование более надежной априорной информации о характеристиках облачного покрова; 2) применение нескольких спутников для получения достаточно полных дан-

ных, описывающих суточный ход РБЗ и его составляющих.

Д. Брукс и П. Миннис [56] обсудили результаты имитационных расчетов РБЗ, имея в виду анализ источников и величин погрешностей, возникающих при осреднении РБЗ за месяц для квадратов  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  с использованием в качестве исходного массива данных геостационарного спутника GOES за ноябрь 1978 г. Схема сбора данных наблюдений для различных квадратов выбрана с учетом орбит спутников, запланированных в Эксперименте по РБЗ.

Поскольку данные за любые сутки для каждого из квадратов недостаточно полны, а метеорологические условия в промежутке времени между измеренными значениями неизвестны, восстановленный дневной ход УКР очень чувствителен к распределению данных наблюдений во времени. Главным источником погрешностей восстановления осредненных значений РБЗ и его компонентов является недостаточная надежность сведений об изменчивости со временем количества облаков и альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера. Эти погрешности в сочетании с невозможностью адекватного учета суточного хода УДР (особенно над сушей) обуславливают систематические погрешности РБЗ, характеризующиеся сложной пространственно-временной структурой. Оценки для 40 случайно распределенных квадратов показали, что среднеквадратическая погрешность определения среднемесячных величин РБЗ варьирует от  $\sim 20$  Вт/м<sup>2</sup> при использовании лишь данных одного спутника до 2 Вт/м<sup>2</sup> в случае системы из трех спутников.

С целью анализа закономерностей суточного хода УДР Т. Чең и А. Грубер [59] выполнили

совместную обработку данных наблюдений УДР при помощи спутников NOAA-3, -4, -5, -6, -7, «Тироз-Н», «Нимбус-7» за период с 1974 по 1982 г. Хотя все эти спутники функционировали на солнечно-синхронных орбитах, различное время пересечения экватора позволило получить информацию о суточном ходе. Особое внимание уделено выявлению суточного хода в таких регионах, как пустыни Сахара, Калахари, бассейн Амазонки и область экваториального муссона.

Для исключения межгодовой изменчивости, неодинаковости спектральных интервалов и неоднородности рядов наблюдений применены две процедуры: 1) сравнение среднемесячных величин УДР по данным дневных и ночных измерений для определенного спутника и фиксированного региона с соответствующими средними значениями по данным всех спутников; 2) отбор для анализа только тех данных, которым соответствует значение коэффициента изменчивости (отношения дисперсии для фиксированного месяца и региона к среднему значению), не превосходящее условно заданный пороговый уровень. Вторая процедура, позволяющая отфильтровать аномальную изменчивость, имеет целью обеспечение метеорологической однородности ряда и означает выявление «нормального» суточного хода УДР.

Полученные в работе [59] результаты показали, что для бассейна Амазонки в марте типичен суточный ход с максимумом в поздние утренние и минимумом в поздние вечерние часы (минимум обусловлен максимальным развитием конвекции), а в ноябре имеет место околополуденный максимум УДР (в этот период облачность минимальна). Практически не проявляется суточный ход УДР в области экваториального муссона в ноябре и

марте, когда формируется стабильный облачный покров. Естественно, что наиболее сильный суточный ход наблюдается в пустынях. В Сахаре (26° с. ш., 14° з. д.) и Калахари (20° ю. ш., 27° в. д.) максимум УДР в августе приходится на 14 ч и околополуденное время соответственно. Аналогичная ситуация имеет место в ноябре, но амплитуда суточного хода уменьшается. Эти результаты согласуются с данными геостационарного спутника «Метеосат» за отдельные дни.

Для анализа возможности получения адекватных данных о суточном ходе УДР по данным системы спутников, измеряющих РБЗ, Брукс и Миннис [56] выполнили имитационные эксперименты для ряда районов суши в Северной и Южной Америке с использованием данных наблюдений геостационарного спутника GOES-E за ноябрь 1982 г. Они сравнили среднемесячные значения УДР, полученные линейной интерполяцией по данным спутниковых наблюдений, заменой линейной интерполяции между дневными и ночными значениями кусочно-непрерывной интерполяцией для полудня и полуночи и заменой линейной интерполяции тригонометрической моделью. Эта модель состоит в экстраполяции значений, полученных ночью, на моменты восхода и захода Солнца и в последующей синусоидальной аппроксимации в дневное время с учетом данных наблюдений для дневного времени. Подобный подход оказывается применимым при условии, что результаты наблюдений ночью и днем удовлетворяют определенным критериям, которые определяются тригонометрической моделью для безоблачных районов.

Для всех стратегий планирования системы спутниковых наблюдений применение тригоно-

метрической модели обеспечило наиболее надежное определение среднемесячных значений УДР, уменьшив их среднеквадратическую погрешность до 2—3 Вт/м<sup>2</sup>. Для условий морей и океанов модель линейной интерполяции оказывается, как правило, более удачной, чем модель кусочно-непрерывной экстраполяции. Важной особенностью полученных результатов является их независимость от специфики подстилающих поверхностей суши.

По данным ежегодных наблюдений с помощью геостационарного спутника «Метеосат» за два трехсуточных периода (27—29 января и 2—4 августа 1979 г.), соответствующих сухому и влажному сезонам в Сахельском регионе, Ж. Дувель и Р. Кандель [68] проанализировали закономерности суточного хода УДР в семи обширных районах, охватывающих тропическую Атлантику и зону Сахели. Выбор больших районов для пространственного осреднения данных определяется стремлением изучить определяемый астрономическими факторами климатический суточный ход, отфильтровав (путем осреднения) метеорологические шумы, обусловленные локальными изменениями погоды (условий облачности). С этой целью предпринято построение гистограмм УДР по данным для участков 250×1000 км за различные моменты времени.

Анализ временных последовательностей гистограмм позволил выявить вклады различных факторов в формирование суточного хода УДР. Так, например, в Западной Африке вариации УДР при ясном небе, соответствующие амплитуде суточного хода температуры подстилающей поверхности  $T_s$  в пределах 30—50 К, наблюдались не только в Сахельском регионе, но (в течение сухого сезо-

на) и в зоне Сахели—Судан—Гвинея. В августе амплитуда  $T_s$  в этой зоне существенно уменьшается, но отчетливо проявляется суточный ход количества облаков среднего и верхнего ярусов. Если определять условия облачности по данным спутников, находящихся на солнечно-синхронных орбитах (т. е. без учета суточного хода), то это может приводить к погрешностям количества облаков до 25–30% (в зависимости от времени наблюдений). Более слабый, чем в Западной Африке, суточный ход  $T_s$  характерен для районов Бразилии. Здесь наблюдается систематическое понижение верхней границы облаков в поздние ночные и утренние часы, хотя, как и в других континентальных районах тропиков, имеет место типичный максимум облачности верхнего яруса в ранние вечерние часы.

Использование гистограмм УДР позволило разделить облака нижнего яруса и поверхность океана, что дало возможность обнаружить существование очень сильного суточного хода облачности нижнего яруса в центральной и восточной частях Южной Атлантики с максимумом вблизи момента местного восхода Солнца. Оценки влияния суточного хода количества облаков на изменение РБЗ в этом регионе привели к выводу об ослаблении вклада «альбедного» фактора в рассматриваемом случае. Если определять условия облачности по данным спутников, находящихся на солнечно-синхронных орбитах, то возникают погрешности расчетов РБЗ до 25% (15–20 Вт/м<sup>2</sup>). Полученные результаты свидетельствуют о наличии (в региональных масштабах) сильного суточного хода  $T_s$  и количества облаков, существенно воздействующего на изменчивость РБЗ. Необходим дальнейший анализ более длинных рядов наблюдений,

который особенно важен для получения надежной информации об РБЗ по данным наблюдений с помощью спутников, выводимых на солнечно-синхронные орбиты.

По данным геостационарного спутника GOES-5, относящимся к региону Канады, для спектральных интервалов 0,55–0,75 и 10,5–12,5 мкм за май–август 1982 г. Р. Пинкер и др. [126–133] восстановили значения альbedo системы подстилающая поверхность–атмосфера и УДР в целях анализа закономерностей суточного хода РБЗ. Сопоставление среднемесячных величин альbedo за пять сроков (8.00, 10.00, 13.00, 16.00 и 18.00 ч местного времени), которые были получены с использованием двух методик калибровки (по данным самолетных наблюдений и путем сравнения с результатами теоретических расчетов), показало, что, как правило, расхождения не превосходили 10%, что эквивалентно расхождению РБЗ около 12 Вт/м<sup>2</sup>. Амплитуда суточного хода среднемесячных значений УДР по данным для Торонто не превышала 8%, а вариации УДР от месяца к месяцу находились в пределах 5–16%. Суточный ход среднемесячных значений РБЗ (приведены данные за май и июнь) полностью определяется суточным ходом поглощенной солнечной радиации. Максимальные значения дисперсии РБЗ (относительно среднемесячных величин) достигают в околополуденное время 100 Вт/м<sup>2</sup>. Если суточные суммы РБЗ вычисляются по данным за один срок, то наиболее репрезентативными оказываются данные за 16 ч местного времени.

На примере анализа ежечасных данных геостационарного спутника «Метеосат» за 26 апреля 1978 г., относящихся к региону 120°×120°,

К. Энгланд и Г. Хант [69] обсудили проблему временной репрезентативности данных на сетке  $1^\circ \times 1^\circ$ , используемых для расчета среднесуточных значений альbedo Земли, количества облаков и УДР при различном пространственном осреднении. Авторы показали, что погрешности расчета среднесуточных значений сильно зависят от широты, что обусловлено изменчивостью режима общей циркуляции атмосферы. Эти погрешности минимальны при использовании данных спутников, находящихся на полярных орбитах, за 9 и 21 ч местного времени. Возникающие вследствие постоянного времени пересечения этими спутниками экватора погрешности максимальны для альbedo и обусловлены изменчивостью условий облачности. Оптимальным следует считать пространственное осреднение по квадратам  $5^\circ \times 5^\circ$ .

Обработка данных наблюдений привела к следующим вариациям отношений разностей значений  $d$  альbedo  $A$ , количества облаков  $n_c$  и УДР для ясного неба и сплошной облачности:  $d(A)/d(n_c) = 0,2 \div 0,4$ ;  $d(\text{УДР})/d(n_c) = 20 \div 50 \text{ Вт/м}^2$ . Это означает, что при использовании только полуденных значений разности потоков уходящей радиации для ясного неба и сплошной облачности составят:  $d_{IR} = 20 \div 50 \text{ Вт/м}^2$ ,  $d_{VIS} = 300 \div 500 \text{ Вт/м}^2$ , т. е. изменение УКР может превышать изменение УДР в 10–20 раз, но влияние подобного изменения УДР на определение среднесуточных значений окажется в 4 раза слабее за счет суточного хода инсоляции. При использовании данных с периодом 6 ч смена ясного неба сплошной облачностью практически исключена (с учетом рассматриваемого пространственного осреднения), и поэтому соответствующие изменения окажутся более слабыми. В среднем

погрешности определения среднесуточных значений УКР, обусловленные временной нерепрезентативностью, более чем в 5 раз превосходят погрешности УДР. Поэтому задача оптимизации повторности наблюдений должна решаться прежде всего с учетом погрешностей УКР.

Д. Каймс и П. Селлерс [90] проанализировали возможности восстановления альbedo по данным наземных наблюдений яркости для каналов 1 (интервал длин волн 0,58—0,68 мкм) и 2 (0,73—1,1 мкм) усовершенствованных радиометров очень высокого разрешения, установленных на спутниках NOAA-7, -8. Наблюдения были сделаны с помощью трехканального радиометра с углом зрения  $12^\circ$  с высоты 2 м для 41 направления визирования. Целью анализа данных наблюдений были исследования связи между непосредственно измеряемой яркостью системы (при любых направлениях визирования в пределах полусферы) и полусферической отражательной способностью (альbedo) и влияния на эту связь зенитного угла Солнца  $\theta_0$  и типа подстилающей поверхности (рассмотрены 11 типов поверхности: от облаженной поверхности почвы до плотного растительного покрова). Оценки, полученные путем сопоставления с данными непосредственных измерений альbedo, привели к выводу, что в рассматриваемом диапазоне условий наблюдений,  $\theta_0$  и типов поверхности погрешности восстановления альbedo по данным о яркости в надире могут достигать 45%. Если, однако, ограничить интервал  $\theta_0$  до  $30\text{—}40^\circ$ , то погрешности снижаются до 20%. Выбор зенитного угла визирования, равного  $60^\circ$ , и азимутальных углов  $\pm 90^\circ$  относительно плоскости вертикала Солнца обеспечивает дальнейшее уменьшение погрешностей до 11% при любых  $\theta_0$ .

и для разных типов подстилающей поверхности. Если же воспользоваться данными наблюдений при двух специфических направлениях визирования, то можно уменьшить максимальную погрешность до 6%. Таким образом, оптимальный выбор зенитных углов визирования и азимута относительно Солнца обеспечивает существенное снижение погрешностей восстановления альбеда для двух рассматриваемых спектральных интервалов. Необходим анализ данных спутниковых наблюдений в целях проверки обоснованности полученных результатов, в частности оценки роли атмосферной коррекции.

#### 4. Переход от спектральных к интегральным величинам уходящей радиации

Даже аппаратура, предназначенная для измерений интегральных потоков УКР и УДР, требует в действительности введения поправок на ограниченные диапазоны спектральной чувствительности датчиков. В еще более сильной степени это относится к узкополосным радиометрам. Подобная ситуация определяет необходимость анализа методик перехода от спектральных к интегральным величинам уходящей радиации. Проиллюстрируем значение этого вопроса несколькими примерами.

В связи с использованием данных устанавливаемого на метеорологических спутниках усовершенствованного радиометра с очень высоким разрешением для восстановления интегрального альбеда земная поверхность—атмосфера (каналы 0,58—0,68 и 0,73—1,10 мкм) Д. Выдик и П. Дэвис [180] предложили эмпирическую схему перехода от спектрального к интегральному альбеда, осно-

ванную на сравнении результатов измерений альbedo  $A$  с помощью аппаратуры для измерений компонентов РБЗ (интегральный коротковолновый канал 0,2—4,8 мкм), установленной на спутнике «Нимбус-7», и данных усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения (NOAA-7). Поскольку усовершенствованный радиометр не имеет надежной калибровки, получены оценки  $A$ , опирающиеся на использование результатов теоретических расчетов спектрального распределения УКР, в интервале длин волн 0,3—2,5 мкм для различных моделей атмосферы при варьируемой геометрии визирования и освещения. Учтены, в частности, пять типов подстилающей поверхности: океан, растительность, пустыня, облачный и снежный покров.

При среднеквадратической погрешности, равной 4,55%, найдена следующая аппроксимация:

$$A = 0,746 + 0,347A_1 + 0,650A_2,$$

где  $A_1$ ,  $A_2$  — значения альbedo для каналов 1, 2 усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения. Корреляционные связи, полученные для каждого из пяти типов подстилающей поверхности в отдельности, оказались недостаточно надежными. В подобных связях нет, однако, существенной необходимости, поскольку использование универсального соотношения обеспечивает вполне достоверные результаты (погрешность восстановления максимальна в случае облачного покрова). Приблизительно линейное соотношение существует также между значениями альbedo для каналов 1, 2 указанного выше радиометра. Последнее свидетельствует о достаточной реалистичности данных численного моделирования и возможности использования расчетных

данных для уточнения калибровки этого радиометра.

Д. Стум и др. [164] проанализировали изменчивость переводного множителя, использованного для расчета интегральной УКР по данным спутников «Метеосат-1 и -2» для спектрального интервала 0,4–1,1 мкм, от высоты Солнца и направления визирования, оптических свойств атмосферы и подстилающей поверхности для условий безоблачной атмосферы над сушей. Расчеты показали, что при средних условиях прозрачности атмосферы, а также при малых зенитных углах Солнца  $\theta_0$  и направления визирования  $\theta$  главным фактором изменчивости переводного множителя являются оптические свойства подстилающей поверхности, характеризуемые интегральным альбедо  $A$  (длины волн 0,2–4 мкм) и параметром  $I = (A_2 - A_1) / (A_2 + A_1)$ , где  $A_1, A_2$  — альбедо в видимой и близкой ИК-области спектра ( $\lambda \leq 0,7$  мкм).

В общем случае для перехода от непосредственно измеренной к интегральной УКР предложена следующая параметризация переводного множителя:

$$F_{sol} = 2,648 + f_1(\theta_0 - 20^\circ) + f_2(\theta - 23^\circ) + \\ + f_3(\delta - 21^\circ) + f_4(VIS - 20 \text{ км}) + \\ + f_5(W_{H_2O} - 3 \text{ см}) + f_6(A - 0,2) + f_7.$$

Здесь  $\delta$  — склонение Солнца;  $VIS$  — наземная дальность видимости;  $W_{H_2O}$  — влагосодержание толщи атмосферы;  $f_j$  — функции, заданные в виде

$$f_j \equiv f(x_j) = \sum_{i=1}^7 a_i x_j^i; \quad x_j - \text{рассматриваемый па-}$$

раметр. Как видно, все определяющие переводной множитель параметры могут быть найдены

по данным обычных метеорологических наблюдений.

В целях проверки надежности калибровки каналов установленного на спутнике «Нимбус-7» узкоугольного сканирующего датчика для измерений компонентов РБЗ П. Дэвис и Э. Мэджор [64] предприняли сравнение данных этого датчика и данных для канала 5 (интервал длин волны 0,7—0,8 мкм) сканера цвета береговой зоны, входящего в комплекс аппаратуры этого спутника при обеспечении пространственно-временного согласования данных (пространственное разрешение сканера примерно на 2 порядка величины выше, чем узкоугольного сканирующего датчика). Данные имитационного численного моделирования углового распределения интенсивности УКР для каналов указанных выше датчика и сканера продемонстрировали наличие высокой корреляции между значениями УКР. Расчеты сделаны для безоблачной атмосферы по методике сферических гармоник с заданием пяти типичных кривых спектральной отражательной способности подстилающей поверхности (растительность, пустыня, облака, вода, снег). Обработка реальных данных подтвердила наличие упомянутой корреляционной связи, а также продемонстрировала корректность калибровки узкоугольного сканирующего датчика.

Д. Оринг и др. [121, 122] предприняли анализ адекватности схемы перехода от интенсивности излучения к потоку УДР. В этой схеме используются следующие данные спутника «Нимбус-7»: 1) значения интегрального потока УДР, восстановленного по данным сканирующего радиометра для канала 4,5—50 мкм; радиометр имеет диаметр поля зрения в надире около 90 км (эти значения выражены через яркостную температуру  $T_f$ ); 2) значе-

Таблица 5

Значения коэффициентов регрессии  $a$  и  $b$ 

Источник данных	$a$	$-b, 10^{-3} \text{ K}^{-1}$
Данные наблюдений		
20 ноября 1978 г.	1,228	1,098
16 апреля 1979 г.	1,228	1,106
16 апреля 1979 г. (в пре- ложении изотропности УДР)	1,197	0,9676
30 июля 1979 г.	1,187	0,9566
Осреднение за 3 сут	1,215	1,055
Расчетные данные		
по Абелю и Груберу	1,3185	1,387
по Эллингсону и Ферраро	1,2736	1,231

ния интенсивности УДР в интервале 10–12 мкм (яркостной температуры  $T_w$ ) по данным ИК-радиометра температурно-влажностного зондирования (диаметр поля зрения равен 7 км, а аппаратная функция практически тождественна характеристикам узкоугольного сканирующего радиометра). Было выполнено сравнение значений  $T_f$  и  $T_w$ , осредненных по участкам  $150 \times 150$  км с обеспечением пространственного совпадения полей зрения и геометрии визирования (рассматривались лишь данные для надирных углов меньше  $15^\circ$ ), с целью проверки обоснованности соотношения

$$T_f = T_w(a + bT_w),$$

используемого для обработки данных спутников NOAA. Для этого были отобраны глобальные массивы данных за трое суток: 20 ноября 1978 г.,

16 апреля и 30 июля 1979 г., каждый из которых содержал около 3000 попарных значений  $T_f$  и  $T_w$ .

Сводка значений коэффициентов  $a$  и  $b$ , найденных эмпирическим путем расчета, дана в табл. 5. Как видно, эмпирическая аппроксимация существенно отличается от расчетной, приводящей к систематическому завышению значений потока УДР, равному примерно  $13 \text{ Вт/м}^2$  (около 6% для сравниваемых интенсивностей УДР). По-видимому, главной причиной этих расхождений является нерепрезентативность моделей атмосферы, использованных для вычислений УДР. Наиболее важный результат состоит в подтверждении вывода о наличии высокой корреляции между спектральной интенсивностью и интегральным потоком УДР, что определяет надежность использования регрессионных соотношений (с надежно определенными коэффициентами) для восстановления потока УДР. Среднеквадратическая погрешность восстановления единичных значений УДР составляет около  $11 \text{ Вт/м}^2$ . Однако пространственно-временное осреднение обеспечивает значительное снижение погрешности.

Расчеты для 100 моделей атмосферы привели к следующему соотношению между яркостными температурами для различных участков окна прозрачности по данным спутников NOAA-6 ( $T_6$ , интервал длин волн  $10,5-12,5 \text{ мкм}$ ) и «Нимбус-7» ( $T_7$ , интервал  $10,5-12,5 \text{ мкм}$ ):

$$T_7 = 3,38 + 0,9856 T_6. \quad (2)$$

Используя (2), можно выполнить обработку данных NOAA-6 с применением эмпирической зависимости  $T_f(T_w)$ . Как и следовало ожидать, расчеты среднезональных значений показали, что различия УДР (по сравнению с расчетом по модель-

ным данным) максимальны при низкой  $T_f$ , варьируя от  $8 \text{ Вт/м}^2$  в субтропическом поясе высокого давления до  $16 \text{ Вт/м}^2$  в полярных районах (вторичный максимум за счет облачности ВЗК имеет место вблизи экватора). Среднее расхождение среднезональных величин составляет  $12 \text{ Вт/м}^2$ . Это значение примерно соответствует различию среднеглобальных значений УДР по данным спутников NOAA-6 и «Нимбус-7». Важно также отметить, что различие между данными этих спутников для отдельных районов возрастает по мере снижения яркостной температуры. Следует считать, что систематическая погрешность данных спутников NOAA по УДР обусловлена недостаточной репрезентативностью результатов численного моделирования поля теплового излучения Земли, свидетельствующей о необходимости использования эмпирического подхода для обработки данных этих спутников в будущем и повторной обработки ранее полученных результатов.

К. Шайн и др. [153] при переходе от интенсивности УКР в узком спектральном интервале к потоку интегральной УКР получили оценки влияния учета селективности спутниковых датчиков УКР по данным спутников NOAA на результаты расчета параметра чувствительности радиационного баланса системы к количеству облаков  $n_c$ :

$$\delta = \partial Q / \partial n_c - \partial F / \partial n_c,$$

где  $Q$  — поглощенная системой коротковолновая радиация;  $F$  — УДР. В качестве исходных материалов наблюдений взяты данные спутников NOAA-2, -3, -4, -5 за 45 мес (июнь 1974 г. — февраль 1979 г.), причем в расчетах была учтена селективность каждого из конкретных датчиков. Обычно считается, что коротковолновый канал охватывает

интервал длин волн 0,5—0,7 мкм. Однако в действительности если определять ширину канала по половинной мощности, то она составляет 0,53—0,70 мкм, тогда как полная ширина равна 0,4—0,9 мкм.

В работе [153] сделаны расчеты спектрального распределения альбеда системы для 24 интервалов (8 из них приходятся на область спектра 0,5—0,9 мкм) при задании различных моделей атмосферы, результаты которых использованы для вычисления величины

$$B = \Delta Q_N / \Delta Q_B.$$

Здесь  $\Delta Q_N$  — изменение поглощенной радиации за счет варьирующего количества облаков (от 1 до 0) в предположении эквивалентности узкополосного и интегрального альбеда системы;  $\Delta Q_B$  — действительное изменение поглощенной радиации. Рассмотрены четыре типа подстилающей поверхности: океан, тропический лес, свежевывающий и старый снег.

Результаты вычислений показали, что значение  $B$  в низких широтах (при отсутствии снежного покрова) может достигать 1,38, но если учесть возможное возрастание высоты облаков, то  $B$  лишь незначительно отличается от единицы. Отсюда следует, что в тропических широтах неучет неэквивалентности узкополосного и интегрального альбеда системы не может быть единственной причиной расхождений оценок  $\delta$  и  $\epsilon = \Delta F / \Delta Q$  по данным различных спутников. В высоких широтах (при наличии снежного покрова) игнорирование селективности альбеда системы может приводить к сильному ослаблению зависимости альбеда от количества облаков (от 0,075 до 0,43 по сравнению с корректными данными) и за-

вышению его, превосходящему 0,2 (занижению поглощенной радиации в 2 раза). Таким образом, в целом следует считать неприемлемым предположение об эквивалентности узкополосного и интегрального альbedo системы. Принятие подобного предположения может породить ошибки не только величины, но и знака  $\delta$ .

### 5. Усвоение данных радиационного баланса Земли

Решение задач Эксперимента по изучению РБЗ, связанных с определением среднемесячных пространственно осредненных ( $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ) значений потоков УКР и УДР на уровне условной верхней границы атмосферы (на высоте 30 км), а также с последующим расчетом средних зональных и глобальных значений, требует осуществления четырехмерного усвоения данных непосредственных измерений УКР и УДР. Несмотря на огромный объем данных (около  $1,5 \cdot 10^6$  измерений на каждый канал радиометров за сутки), распределение получаемой информации неоднородно как в пространстве, так и во времени.

В связи с этим Д. Брукс и др. [55] предложили алгоритм пространственного и временного осреднения данных трехспутниковой системы для Эксперимента по изучению РБЗ, важным аспектом которых является адекватный учет суточного хода компонентов РБЗ. Часовые суммы УКР для квадратов  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  определяются в зависимости от времени  $t$  соотношением

$$M_S(t) = S_0(t) \mu_0(t) \sum_{i=1}^N A_i(t) f_i(t),$$

где  $S_0(t)$  — внеатмосферная инсоляция, варьирую-

**Таблица 6**  
**Модели нормированного суточного хода УДР**

Модель	cos $\theta_0$			
	0,95	0,85	0,75	0,65
<b>Ясное небо</b>				
Океан	1,0000	1,0789	1,1974	1,3289
Суша	1,0000	1,0316	1,0570	1,1266
Снег	1,0000	1,0045	1,0090	1,0129
Пустыня	1,0000	1,0080	1,0177	1,0287
Комбинация суши и океана	1,0000	1,0470	1,1026	1,1923
<b>Частичная умеренная облачность</b>				
Океан	1,0000	1,1200	1,2000	1,3600
Суша (включая пустыни и снежный покров)	1,0000	1,0376	1,0798	1,1315
Комбинация суши и океана	1,0000	1,0680	1,1243	1,2160
<b>Преимущественно облачное небо</b>				
Океан	1,0000	1,0784	1,1373	1,2353
Суша (включая пустыни и снежный покров)	1,0000	1,0833	1,1833	1,2667
Комбинация суши и океана	1,0000	1,0811	1,1622	1,2523
<b>Сплошная облачность</b>				
Все сцены	1,0000	1,0235	1,0706	1,1294

щая в пределах 1323,5—1414,9 Вт/м<sup>2</sup> (задана солнечная постоянная, равная 1368 Вт/м<sup>2</sup>);  $\mu_0(t) = \cos \theta_0(t)$ ;  $A_i(t)$  — альbedo  $i$ -й сцены в пределах квадрата;  $f_i(t)$  — доля площади  $i$ -й сцены. Данные о нормированном суточном ходе УКР для

cos $\theta_0$					
0,55	0,45	0,35	0,25	0,15	0,05
<b>Ясное небо</b>					
1,5132	1,7500	2,1184	2,6711	3,5263	4,2947
1,1962	1,3038	1,4241	1,6456	1,9177	2,2278
1,0159	1,0174	1,0151	1,0052	0,9744	0,9275
1,0431	1,0625	1,0895	1,1325	1,2089	1,3077
1,2991	1,4487	1,6496	1,9786	2,4402	2,9316
<b>Частичная умеренная облачность</b>					
1,4800	1,7200	2,0000	2,4000	2,9200	3,5600
1,1925	1,2911	1,4131	1,5962	1,8545	2,1268
1,2988	1,4497	1,6302	1,8935	2,2485	2,6568
<b>Преимущественно облачное небо</b>					
1,2941	1,4314	1,5686	1,7569	1,9608	1,1961
1,3833	1,4833	1,6330	1,8167	1,9500	2,1000
1,3423	1,4595	1,6036	1,7892	1,9550	2,1441
<b>Сплошная облачность</b>					
1,1765	1,2471	1,3176	1,3172	1,4588	1,5176

рассматриваемых в алгоритме 12 сцен, используемом для учета зависимости альbedo от зенитного угла Солнца, представлены в табл. 6. Определение среднечасовых значений УКР за все часы суток (с использованием интерполяции и экстра-

поляции на основе учета суточного хода) позволяет рассчитать среднесуточные значения УКР. Главное осложняющее обстоятельство при переходе к среднемесячным значениям связано с учетом пропущенных дней, когда измерения отсутствовали.

Сходная, но существенно более простая методика используется для вычисления среднемесячных значений УДР. Две специфические разновидности алгоритма пространственно-временного осреднения применяются для обработки данных средне- и широкоугольных несканирующих датчиков. Специализированный алгоритм разработан для определения осредненных величин УКР и УДР при ясном небе.

В работе [55] приведены имитационные оценки точности определения РБЗ и его компонентов для различных комбинаций спутников. В случае трехспутниковой системы для Эксперимента по изучению РБЗ систематическая погрешность среднемесячных значений составляет около  $1 \text{ Вт/м}^2$ . При измерении УКР лишь дважды в сутки среднеквадратическая погрешность варьирует от 40 до  $140 \text{ Вт/м}^2$ , но уменьшается более чем на порядок величины при измерениях через каждые 6 ч.

Важным условием надежного осуществления перехода от непосредственно измеряемых спектральных интенсивностей к интегральным потокам УКР и УДР является распознавание типа подстилающей поверхности, к которому относятся данные наблюдений. Д. Смит и др. [157] предложили различать поверхности по их географической специфике: суша, океан, снег, пустыня, прибрежные районы, а также учитывать четыре класса облачности: ясное небо (меньше 5% облаков), частич-

ная облачность (5—15%), почти сплошная (50—95%) и сплошная облачность (более 95%). Подобная классификация поверхностей обеспечивает достаточно надежное задание спектрального альbedo и углового распределения уходящей радиации для перехода от интенсивности к потоку УКР и УДР. Распознавание проводится по методике максимального правдоподобия путем представления данных в системе координат (УКР, УДР).

Одной из целей Эксперимента по изучению РБЗ в рамках научных программ спутников «Нимбус-6 и -7» были исследования углового распределения интенсивности УКР и УДР и накопление соответствующего массива данных (речь идет о данных сканирующих радиометров). Эта работа началась в 1975 г. и к 1978 г. привела к обоснованию концепции базы данных по подсеточным значениям интенсивности уходящей радиации (STRT). С 16 ноября 1978 г. стали доступными данные спутника «Нимбус-7» по РБЗ (сканер спутника «Нимбус-6» вышел из строя после функционирования в течение 3 мес).

На основе использования результатов наблюдений установленного на том же спутнике двухканального (6,7 и 11,5 мкм) сканирующего радиометра для определения температуры и влажности (TIR) была разработана методика восстановления характеристик облачного покрова, совмещенных с данными по РБЗ (количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов), по гистограммам яркостной температуры в ИК-окне прозрачности, а в метеорологическом архиве ВВС США собрана информация о распределении континентального снежного и морского ледяного покрова. Все это создало условия для получения первоначального глобального массива данных за 272 сут,

отобранных за период с 16 ноября 1978 г. по 19 мая 1980 г. [161]. Из географических атласов заимствованы сведения о рельефе и типах подстилающей поверхности («топографические» данные). Результаты наблюдений осреднены по 2070 большим участкам (500 км×500 км) глобальной сетки с последующим разбиением каждого из них на 3×3 км малых подсеточных участка. Зарегистрированные на магнитной ленте данные за каждые сутки содержат следующую информацию: 1) «топография» (постоянная для каждого большого участка); 2) «география» (для каждого малого участка с учетом изменяющейся протяженности снежного и ледяного покрова); 3) интенсивность УКР и УДР, а также данные по облачному покрову (для каждого малого участка за каждый виток). Использована следующая классификация по типам подстилающей поверхности суши: равнины; холмистые плоскогорья и плато; высокие и низкие горы; хамады; эрги (песчаные пустыни); болсоны (пустыни с перемежающимися равнинами и холмистым рельефом или низкими горами). Рассматриваются девять категорий растительного покрова: покрытые растительностью горы; кустарники и полулиственный лес; тайга; смешанные леса умеренных широт; саванна; прерии; степь; тундра; пустыни. Предполагается, что географическое распределение растительности не обладает годовым ходом. «Топографическая» информация для каждого большого участка задается с учетом доли различных типов подстилающей поверхности и растительности. Данные о снежном покрове обновляются ежесуточно, а о морском ледяном покрове — еженедельно. При характеристике континентального снежного покрова осуществляется дифферен-

циация случаев с глубиной снежного покрова больше или меньше 3 мм, а при глубине, превосходящей 25 мм, оценивается возраст снежного покрова (до 255 сут). Учитываются также и сведения о возрасте морских льдов. Случайные погрешности данных по УКР и УДР, составляющих STRT, варьируют в пределах 6–30%, а систематические погрешности не превосходят 20%.

## 6. Проблемы калибровки

Адекватная калибровка аппаратуры имеет очень важное значение для обеспечения надежности данных по РБЗ. Ф. Ардануй и Дж. Реа [47] проанализировали изменение чувствительности коротковолновых каналов широкоугольных радиометров в установленной на спутнике «Нимбус-7» аппаратуре РБЗ, которые предназначены для измерений солнечной постоянной  $S_0$ , а также спектральных и интегральных полусферических потоков УКР. Для канала  $S_0$  изменение чувствительности характеризуется довольно быстрым спадом в течение первых двух месяцев (до 20%), последующим (в течение 2–3 мес) почти полным восстановлением чувствительности, а затем ее медленным уменьшением (исключение составляет стабильный канал полостного пиргелиометра).

Более равномерный спад чувствительности каналов УКР обусловлен, по-видимому, образованием на внешней (и, возможно, внутренней) поверхности полусферических фильтров из супразила — пленки органического полимера. Для интегрального канала 0,2–3,8 мкм уменьшение чувствительности в течение первого года составило около 6%, причем произошло главным образом в течение первых 5 мес. Ослабление пропускания

фильтрами оказалось неодинаковым (асимметричным) для различных частей (передней и задней) полусферических колпаков. Поэтому связанные со спадом чувствительности систематические погрешности измерений зависят и от специфики углового распределения УКР. Эти погрешности достигли максимальных значений (2—6%) в марте и апреле 1979 г., после чего уменьшились до 1—2%.

На основе анализа результатов лабораторных исследований широкоугольных датчиков, примененных на спутниках «Нимбус-6 и -7» для измерений компонентов РБЗ, а также данных реальных наблюдений Х. Кайл и др. [100] предложили новую методику бортовой калибровки широкоугольных радиометров. В течение первых 20 мес функционирования спутника «Нимбус-7» главным средством калибровки каналов широкоугольных радиометров были сравнения с данными для длинноволнового канала узкоугольного сканирующего датчика. Подобная калибровка оказалась особенно существенной для коротковолнового канала 13 (интервал длин волн 0,2—3,8 мкм) широкоугольного радиометра, чувствительность которого значительно варьировала в процессе измерений. После выхода узкоугольного сканирующего датчика из строя, происшедшего 22 июня 1980 г., возникла необходимость разработки альтернативной методики калибровки широкоугольного радиометра, обеспечивающей учет изменений чувствительности каналов этого радиометра, обусловленной долговременным трендом чувствительности, связанным с вариациями пропускания фильтров и другими факторами; нестабильностью теплового режима аппаратуры и поглощением длинноволновой радиации полусферическими колпаками фильтров. Последующая проверка надежности новой методи-

ки калибровки дала положительные результаты и продемонстрировала достоверность данных по альбедо и РБЗ. Необходимы, однако, дальнейшие исследования в целях повышения надежности результатов наблюдений УДР.

Трехлетний ряд данных по РБЗ, полученный с помощью установленных на спутнике «Нимбус-6» широкоугольных датчиков, и аналогичный пятилетний ряд наблюдений со спутника «Нимбус-7» обеспечили в совокупности наличие длинного ряда данных по РБЗ. Ф. Ардануй и Х. Джакобовитц [44] предприняли сопоставление синхронных данных этих спутников, которое привело к обоснованию линейной эмпирической редукции вида

$$I = \alpha I^6 + \beta,$$

где  $I$  — истинное значение уходящей радиации;  $I^6$  — значение уходящей радиации по данным спутника «Нимбус-6»;  $\alpha$ ,  $\beta$  — эмпирические коэффициенты. При этом рассматривались интегральная (0,2—50 мкм) УДР, интегральная (0,2—3,8 мкм) и спектральная (0,7—2,8 мкм) УКР. Использование такого рода корреляционной связи позволяет обеспечить однородность всего ряда наблюдений.

Ф. Ардануй [43] проанализировал происходящие в процессе измерений РБЗ изменения чувствительности интегральных коротковолновых каналов широкоугольной аппаратуры, установленной на спутниках «Нимбус-6, -7», в целях надежного отфильтровывания аппаратурных эффектов при анализе изменчивости РБЗ. Вариации чувствительности обусловлены воздействием совокупности факторов: дегазацией элементов конструкции спутника и осаждением продуктов дегазации на фильтрах, которое приводит к образованию на их поверхности пленок из органических поли-

меров; облучением фильтров УФ-радиацией и частицами. Происходящие в результате изменения пропускания фильтров немонотонны и зависят от уровня солнечной активности, плотности экзосферы, высоты спутника и других факторов. В случае широкоугольных датчиков необходимо учитывать изменения чувствительности по полю зрения, что затрудняет осуществление бортовой калибровки.

Изменения чувствительности были наиболее значительны в течение первого года функционирования аппаратуры. В случае широкоугольного коротковолнового канала аппаратуры РБЗ, установленной на спутнике «Нимбус-7», спад чувствительности в течение первого года функционирования спутника составил около 3—4%, а затем уменьшился до 1%. За четыре года функционирования спутника «Нимбус-6» подобный спад, по видимому, достиг 15%. Учет дрейфа чувствительности совершенно необходим при исследовании межгодовой изменчивости регионального и глобального РБЗ.

В комплекс научной аппаратуры трех спутников, составляющих систему спутников для исследований РБЗ, входят трехканальные сканирующие узкоугольные радиометры, предназначенные для получения информации о компонентах РБЗ при достаточно высоком пространственном разрешении [95]. Данные табл. 7 характеризуют априорные требования к точности измерений компонентов РБЗ с помощью узкоугольных сканирующих радиометров и реально достигнутый уровень случайных и систематических погрешностей. Для обеспечения возможности калибровки узкоугольных сканирующих радиометров по Солнцу диапазон угла сканирования может достигать 180°. Однако

Таблица 7

## Случайные и систематические погрешности узкоугольных сканирующих радиометров

Канал (спектральный диапазон, мкм)	Заданные погрешности, Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)		Реальные погрешности, Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)	
	случайные (3σ)	систематические	случайные (3σ)	систематические
Коротковолновый (0,2–5,0)	±0,81	±2,5	±0,3	±0,75
Длинноволновый (5,0–50,0)	±0,93	±2,5	±0,45	±0,5
Интегральный (0,2–50)	±0,84	±2,0	±0,3	±0,5

главными средствами калибровки являются два черных тела и вольфрамовая лампа накаливания. Приемниками излучения служат полупроводниковые болометры.

М. Лютер и др. [106] описали комплекс несканирующей средне- и широкоугольной аппаратуры для измерений компонентов РБЗ, установленной на трех спутниках, составляющих систему спутников для исследований РБЗ (специализированный спутник РБЗ, выведенный 5 октября 1984 г. на орбиту с углом наклона 5°, и спутники NOAA-9 и -10 на полярных орбитах, запущенные 12 декабря 1984 г. и в 1986 г. соответственно). В состав комплекса входит также полостной пиргелиометр, предназначенный для измерений солнечной постоянной (этот прибор применяется и для калибровки средне- и широкоугольных датчиков УКР). Четыре датчика УКР (диапазон длин волн 0,2–3,5 мкм) и интегральной уходящей радиации

(0,2—50 мкм) включают два средне- и два широкоугольных приемника. Первые имеют угол (поле зрения) около  $10^\circ$  ( $\sim 1000$  км), а вторые предназначены для измерений УКР и интегральной уходящей радиации от всего видимого диска Земли.

Датчики компонентов РБЗ калибруются на борту по двум черным телам и по вольфрамовой лампе (последняя предназначена для калибровки датчиков УКР). Применялась также дополнительная калибровка по Солнцу и посредством активации датчиков путем пропускания через них электрического тока. Обеспечивается прецизионный термический контроль блока датчиков РБЗ (стабильность температуры в пределах  $\pm 0,02^\circ$  С). Все датчики имеют полостные приемники излучения, состоящие из двух полостей: активной и предназначенной для сравнения. В работе [106] детально описана методика предполетной и бортовой калибровки датчиков.

Глава вторая  
КЛИМАТОЛОГИЯ  
РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА ЗЕМЛИ

---

Интерес к данным наблюдений РБЗ определяется прежде всего возможностью углубления понимания факторов формирования климата и его изменений на основе анализа пространственно-временной изменчивости полей РБЗ и его компонентов. Как уже отмечалось, принципиальное значение имеет в связи с этим концепция энергоактивных зон [13, 14, 25, 27, 28].

29 августа—2 сентября 1983 г. в Иглсе (Австрия) состоялось созванное под эгидой ВМО/МСНС Международное совещание экспертов по спутниковым системам для измерения РБЗ и его компонентов, главными целями которого были [147]: 1) научное обоснование необходимости спутниковых наблюдений РБЗ и РБП; 2) анализ имеющихся данных по РБЗ и перспектив осуществления наблюдений в течение двух предстоящих десятилетий. Общие требования к наблюдениям РБЗ и РБП, определяемые потребностями Всемирной программы исследований климата (ВПИК), приведены в табл. 8.

Количественные оценки показали, что погрешности определения среднемесячных значений РБЗ не должны превышать 5—10 Вт/м<sup>2</sup> при пространственном разрешении около 250 км, а погрешности

Таблица 8

## Требования к наблюдениям РБЗ и РБП, определяемые потребностями ВПИК

Направления ВПИК	Наблюдения РБЗ	Мониторинг и диагноз климата	Совершенствование моделей климата
Месячные и сезонные вариации	Глобальные распределения осредненных значений РБЗ Географическая и зональная изменчивость РБЗ	Теплозапас верхнего слоя океанов, круговорот энергии в атмосфере	Проверка надежности воспроизведения среднего годового режима и месячных прогнозов
	Географическая изменчивость РБП	Дистанционные связи; изменчивость от месяца к месяцу; облачно-радиационное взаимодействие; устойчивость аномалий; теплозапас и перенос тепла в океане; феноменологические исследования (муссоны, ВЗК, длинные волны, блокирование); кросс-корреляционные связи между параметрами климата, круговорот энергии в атмосфере  Изменчивость от месяца к месяцу; устойчивость аномалий; энергообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой; радиационный приток тепла для всей толщи атмосферы (совместная обработка данных РБЗ и РБП), феноменологические исследования, круговорот энергии в атмосфере	Проверка адекватности: воспроизведения среднего годового хода регионального РБЗ; моделей месячных и сезонных прогнозов; схем параметризации физических процессов (перенос излучения, формирование облачности и др.) Альbedo поверхности: граничное условие для месячных и сезонных прогнозов, а также для воспроизведения осредненного годового хода климата. Проверка адекватности прогнозов или
Межгодовая изменчивость	Изменчивость внеатмосферной инсоляции	Имеющиеся данные наблюдений свидетельствуют о несущественности вариаций солнечной постоянной в этих масштабах времени для изменений климата	имитационного моделирования (например, энергообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой)
	Глобальные поля осредненных значений РБЗ	Пространственные масштабы корреляционных связей между параметрами климата. Тренды глобального климата, глобальные воздействия внешних возмущений (вулканические извержения, Эль Ниньо и др.). Природная изменчивость климата	Проверка надежности прогнозов или воспроизведения результатов внешних воздействий (вулканические извержения; Эль Ниньо и др.), которые могут сказываться в глобальных масштабах
	Географическая и зональная изменчивость РБЗ	Флуктуации регионального климата, межгодовая изменчивость РБЗ, воздействие внешних факторов (вулканические извержения, Эль Ниньо и др.)	Контроль адекватности прогнозов и имитационного воспроизведения
	Географическая изменчивость РБП	Тренды альbedo поверхности, региональные флуктуации климата, влияние внешних воздействий	Контроль адекватности прогнозов и имитационного воспроизведения

Таблица 8 (окончание)

Направления ВПИК	Наблюдения РБЗ	Мониторинг и диагноз климата	Совершенствование моделей климата
Изменения климата в масштабах десятилетий	Изменчивость внеатмосферной инсоляции	Амплитуда межгодовой изменчивости интегральной и спектральной солнечной постоянной; реакция климатической системы на эту изменчивость	Граничные условия для моделей
	Глобальные поля осредненных значений РБЗ	Изменения глобального климата. Воздействия CO <sub>2</sub> и вулканических извержений	Проверка адекватности воспроизведения воздействий за счет CO <sub>2</sub> и извержений
	Географическая и зональная изменчивость РБЗ	Региональные изменения климата. Воздействие CO <sub>2</sub> , вулканических извержений и опустынивания	Проверка надежности прогнозов и имитационного воспроизведения
	Географическая изменчивость РБП	Региональные изменения климата. Воздействие CO <sub>2</sub> , вулканических извержений и опустынивания	Проверка надежности прогнозов и имитационного моделирования
	Изменчивость внеатмосферной инсоляции	Циклы и тренды интегральной и спектральной солнечной постоянной; реакция климатической системы на вариации солнечной постоянной	Граничные условия для моделей

относительной изменчивости РБЗ — 1 Вт/м<sup>2</sup>. Подобная точность наблюдений недостижима ни в настоящее время, ни в ближайшем будущем. Однако решение задачи может быть достигнуто посредством соответствующего пространственно-временного осреднения. В частности, слежение за межгодовой изменчивостью климата требует обеспечения погрешностей среднегодовых среднелобальных значений РБЗ порядка 10 Вт/м<sup>2</sup>, что вполне достижимо. Поскольку восстановление компонентов РБЗ по данным двухканальных сканирующих радиометров, устанавливаемых на метеорологических спутниках, связано со значительными погрешностями, важное значение имеет осуществление специализированных наблюдений интегральных потоков УКР и УДР с помощью соответствующей аппаратуры. Продолжительность такого рода непрерывных наблюдений должна составлять не менее 10 лет. В целях высокоточного восстановления РБП важно обеспечить надежную работу сети наземных актинометрических станций. Важное значение для правильной оценки меридионального переноса тепла океаном имеет обеспечение погрешности осредненных за 3 мес значений компонентов РБП не более 15 Вт/м<sup>2</sup> при пространственном осреднении 2,5°×2,5°. Выявление воздействия удвоения концентрации СО<sub>2</sub> на РБП (оно приводит к росту противозлучения атмосферы на 3,5 Вт/м<sup>2</sup>) требует достижения погрешности РБП не хуже 4 Вт/м<sup>2</sup> при осреднении по квадратам 2°×2°. Допустимая погрешность измерений солнечной постоянной не превосходит 2 Вт/м<sup>2</sup>.

Как уже отмечалось, главная проблема получения информации об РБЗ связана, однако, не с погрешностями наблюдений, а с пространственно-

временной нерепрезентативностью данных, что требует особого внимания к планированию системы наблюдений в будущем. Для полноценной интерпретации данных наблюдений РБЗ над океаном необходимо получение сведений о прозрачности природных вод (индексе замутненности океана), определяемой как путем прямых измерений, так и посредством дистанционной индикации. В этой связи целесообразно предусмотреть специализированные комплексные наблюдения РБЗ и индекса замутненности океана в рамках Международной программы ТОГА и Эксперимента по циркуляции Мирового океана.

По-видимому, данные наблюдений УКР и УДР в течение ближайших 2—3 десятилетий не позволят осуществить раннее обнаружение «сигнала» об изменении климата, обусловленного воздействием увеличивающейся концентрации  $\text{CO}_2$ . В связи с актуальностью проблемы РБЗ целесообразно осуществить разработку в рамках ВПИК новой международной Программы мониторинга РБЗ, аналогичной уже осуществляемой Международной программе по спутниковой климатологии облачного покрова. К числу научных задач Программы мониторинга РБЗ должны принадлежать: 1) сопоставление и стандартизация схем параметризации радиационных процессов в моделях общей циркуляции атмосферы и климата; 2) сравнение, проверка адекватности и стандартизации алгоритмов восстановления потоков УКР и УДР по измеренной интенсивности спектральной уходящей радиации; 3) анализ надежности расчетов РБЗ и РБП путем сравнения с данными наблюдений (выделение с этой целью специальных тестовых участков и постоянных пунктов сравнения данных); 4) проверка надежности схем расчета лу-

чистого притока тепла с использованием данных по РБЗ, включая результаты измерений с помощью аппаратуры дистанционного зондирования атмосферы.

## 1. Данные наблюдений

Как уже отмечалось, основу имеющихся в настоящее время наблюдений РБЗ и его компонентов составили данные спутников «Тирос-Н», NOAA, GOES, «Нимбус-6, -7» и системы спутников Эксперимента по изучению РБЗ.

Х. Джакобовитц и др. [87] сделали обзор истории спутниковых наблюдений РБЗ начиная с 50-х годов, причем главное внимание уделили описанию аппаратуры РБЗ, установленной на спутнике «Нимбус-7», и ее калибровке. Предусматривается накопление массива данных по РБЗ за 10 лет. Данные за 8-летний период уже имеются в архиве Годдардовского центра космических полетов. Эти данные включают 3- и 5-летние ряды наблюдений со спутников «Нимбус-6» (июль 1975 г.— октябрь 1978 г.) и «Нимбус-7» (ноябрь 1978 г.—1984 г.). Предполагалось, что эти наблюдения будут продолжаться еще не менее 3 лет. Имеются также данные спутника «Нимбус-6» за февраль 1981 г., которые можно использовать для взаимных калибровок.

Основную часть упомянутого архива составляют данные широкоугольных радиометров, а также результаты наблюдений спектральной и интегральной солнечной постоянной. 22 июня 1980 г. вышел из строя диск модулятора узкоугольного сканирующего радиометра на спутнике «Нимбус-7», что ограничило длительность ряда данных, полученных с его помощью, двадцатью месяцами. Поскольку калибровка широкоуголь-

ных радиометров осуществлялась первоначально по данным для длинноволнового канала узкоугольного сканирующего радиометра, то после выхода узкоугольного сканирующего радиометра из строя была разработана новая методика независимой калибровки широкоугольного радиометра, опирающаяся на использование данных для очень стабильных каналов 11 и 12 этого радиометра.

Серьезным источником погрешностей климатологической обработки данных по РБЗ остается неучитывание суточного хода его компонентов. В этой связи важное значение будет иметь получение информации с помощью аппаратуры, которая будет установлена на спутниках NOAA-F (запущен в августе 1984 г.) и NOAA-G, выведенных на солнечно-синхронные орбиты, а также на спутнике ERBS с наклонной орбитой. Осуществление упомянутых планов позволит располагать данными об РБЗ за период с июня 1975 г. до конца 80-х годов.

Д. Децио и К. Енсен [65] описали созданный под эгидой Годдардовского центра космических полетов НАСА специализированный спутник РБЗ (ERBS), который был выведен 5 октября 1984 г. с помощью транспортного космического корабля «Шаттл» на наклонную (несолнечно-синхронную) орбиту в целях получения данных о суточном ходе компонентов РБЗ. Идентичная аппаратура для измерения РБЗ установлена на двух полярно-орбитальных (солнечно-синхронных) спутниках: NOAA-F и NOAA-G. Для изучения пространственно-временной изменчивости РБЗ и его компонентов в различных временных (месяц, год, межгодовые вариации) и пространственных ( $250 \times 250$  км,  $10\,000 \times 10\,000$  км, среднезональные,

Таблица 9

## Аппаратура, используемая при измерении РБЗ

Характеристика аппаратуры	NOAA-2, -3, -4, -5	«Тирос-Н»
Канал в видимой области спектра, мкм	0,5–0,7	0,55–0,9
ИК-канал, мкм	12,5–10,5	10,5–11,5
Период функционирования	VI.74–II.78	I.79–I.80
Местное время пересечения экватора	9.00–21.00	3.00–15.00
Число месяцев	45	13
Характеристика аппаратуры	NOAA-6	NOAA-7
Канал в видимой области спектра, мкм	0,58–0,68	0,58–0,68
ИК-канал, мкм	10,5–11,5	11,5–12,2
Период функционирования	II.80–VII.81	IX.81–V.83
Местное время пересечения экватора	7.30–19.30	2.30–14.30
Число месяцев	17	21

среднеглобальные вариации) масштабах осуществляется обработка всех данных.

С 1974 г. происходит накопление массива данных по РБЗ и его компонентам, которые восстанавливаются с использованием результатов измерений с помощью приборов двух типов (табл. 9): 1) двухканального сканирующего радиометра (спутники NOAA третьего поколения); 2) усовершенствованного радиометра очень вы-

Таблица 10

Уходящая длинноволновая радиация (в Вт/м<sup>2</sup>)  
по данным различных спутников

Спутник	Минимальная	Максимальная	Средняя за год
NOAA	227 (I)	238 (VI)	232
«Тирос-Н»	228 (I)	236 (VII)	232
NOAA-6	225 (I)	234 (VIII)	229
NOAA-7	226 (XII)	236 (VII)	231

сокого разрешения (спутники серии «Тирос-Н» четвертого поколения). Изменения параметров орбит и чувствительности коротковолнового канала определили меньшую надежность данных по альбедо, чем уходящей длинноволновой радиации.

В табл. 10 приведены глобальные экстремальные среднемесячные значения УДР по данным различных спутников (в скобках указаны месяцы, когда эти экстремумы достигаются). Все эти данные получены с использованием уточненного Д. Орингом и др. [119—122] эмпирического алгоритма восстановления. Изменчивость УДР отражает влияние природных межгодовых вариаций, неодинаковость времени пересечения экватора и различие спектральной чувствительности каналов. Вклад каждого из этих факторов пока что не был оценен. Хорошо согласующиеся данные о среднегодовых среднезональных профилях УДР (наиболее значительны вариации профилей в тропических широтах и севернее 60° с. ш., что обусловлено, по-видимому, влиянием межгодовой изменчивости) выявляют известный минимум

вблизи экватора (в полосе ВЗК), максимумы в субтропических поясах высокого давления и последующее убывание УДР к полюсам. Хорошее согласование данных различных спутников позволяет рассматривать их как составляющие единый массив.

Наиболее длинный ряд однородных данных метеорологических спутников NOAA [75] охватывает 45 мес (см. табл. 9). Наличие результатов наблюдений для различных моментов пересечения экватора определило возможность оценки амплитуды суточного хода УДР. Среднеглобальное значение амплитуды (разности УДР в послеполуденные и утренние часы) составляет 6–7 Вт/м<sup>2</sup> и определяется, по-видимому, главным образом вкладом Северного полушария. В Северной Африке и на юге Средней Азии амплитуда суточного хода достигает 50–60 Вт/м<sup>2</sup>, тогда как в Южном полушарии она мала, за исключением регионов Южной Америки и Австралии. Изменение параметров сканирующих радиометров, устанавливавшихся на различных спутниках (прежде всего переход от интервала 10,5–12,2 мкм на спутниках NOAA-2, -3, -4, -5 к 10,5–11,5 мкм в случае «Тирос-Н» и NOAA-6, а затем к 11,5–12,5 мкм на NOAA-7), диктует необходимость соответствующей адаптации алгоритмов восстановления потока УДР по измеренной яркостной температуре.

Поскольку Д. Оринг и др. [122] установили наличие систематического завышения (на 13 Вт/м<sup>2</sup>) значений УДР, восстановленных по данным спутников NOAA, возникла также необходимость коррекции алгоритмов, применявшихся для обработки этих данных. Так, например, в случае данных спутников NOAA-2, -3, -4, -5 первоначально полученные значения УДР ( $F_0$ ) должны быть исправ-

лены с использованием следующего соотношения для истинного значения ( $F_N$ ):

$$F_N = 0,7920F_0 + 6,357 \cdot 10^{-4}F_0^2.$$

Погрешность подобной регрессии составляет лишь около 0,5 Вт/м<sup>2</sup>. Осуществляется соответствующая коррекция всего имеющегося массива данных по УДР для получения надежной климатологической информации, которая может быть, в частности, использована при изучении аномалий УДР.

Осредненный меридиональный профиль УДР характеризуется наличием минимума вблизи экватора, мигрирующего (в годовом ходе) в пределах  $\pm 7^\circ$  широты, и двух субтропических максимумов, амплитуда годового хода которых изменяется (по отношению к минимуму) от 20 до 40 Вт/м<sup>2</sup>. Обычно наличие экваториального минимума УДР объясняется влиянием облачности ВЗК с высокой верхней границей, но недавние расчеты показали, что около одной трети спада УДР обусловлено зависимостью влагосодержания тропосферы от широты. Остальная часть изменчивости должна быть связана с широтными вариациями количества и высоты облаков. Однако расчеты смогли объяснить лишь около половины этой изменчивости, что свидетельствует о неадекватности входных данных по климатологии облачного покрова, состоящей в заниженности высоты верхней границы экваториальных перистых и кучево-дождевых облаков.

С. Уоррен и С. Томпсон [175] выполнили новые, более точные расчеты меридионального профиля УДР, которые показали, что экваториальный спад УДР при ясном небе, обусловленный широтным изменением осредненной относительной влажности тропосферы, составляет около 8 Вт/м<sup>2</sup>, а при

учете облачности возрастает лишь до  $12,3 \text{ Вт/м}^2$ . Поскольку наблюдаемый спад УДР значительно превосходит рассчитанный, следует предположить, что подобное расхождение вызвано недостаточной надежностью входной климатологической информации по количеству и высоте верхней границы облачности, а также неучитыванием излучательной способности облаков верхнего яруса. Варьируя характеристики последних, можно устранить упомянутые расхождения, если ввести одно из следующих изменений: 1) увеличить количество облаков с 23 до 60%; 2) поднять их высоту до 17,5 км (при излучательной способности 0,5); 3) увеличить высоту до 12 км при излучательной способности 1,0.

Обсуждая качество ряда данных спутника «Нимбус-7», А. Аркинг и Ш. Вемури [48] выполнили анализ причин систематических расхождений между величинами альbedo и РБЗ, найденными по результатам наблюдений с помощью установленных на спутнике узкоугольных сканирующих и широкоугольных радиометров. Эти расхождения состоят в систематическом занижении среднеглобальных значений РБЗ по данным узкоугольных сканирующих радиометров примерно на  $15 \text{ Вт/м}^2$ , завышении альbedo на 2,5% (это эквивалентно завышению значений УКР на  $9 \text{ Вт/м}^2$ ) и завышении УДР на  $4 \text{ Вт/м}^2$ . Главная причина упомянутых расхождений связана с недостаточной надежностью методики восстановления осредненных потоков УКР и соответственно среднесуточного альbedo на уровне условной верхней границы атмосферы по измеренным со спутника значениям интенсивности УКР с использованием типовых угловых распределений интенсивности УКР для перехода от интенсивности к потоку УКР.

Лишь второстепенное значение имеют погрешности калибровки каналов узкоугольных сканирующих и широкоугольных радиометров, хотя небольшие систематические погрешности УДР обусловлены именно несовершенством калибровки. Если ввести соответствующие поправки к величинам интегральной (0,2—50 мкм) УКР по данным широкоугольных радиометров и использовать предлагаемую коррекцию значений альbedo, восстановленных по данным узкоугольных сканирующих радиометров, то обсуждаемое расхождение альbedo и РБЗ практически устраняется. Все же в таком случае среднегодовой среднеглобальный РБЗ оказывается равным  $5 \text{ Вт/м}^2$ , хотя оценки, основанные на теории климата, допускают лишь расхождения, не превышающие  $1-2 \text{ Вт/м}^2$ . Подобная ситуация свидетельствует о необходимости некоторых дальнейших уточнений учета данных калибровки и (или) суточного хода компонентов РБЗ.

В работе [48] предложена методика прямого расчета осредненных значений потоков УКР по данным об измеренном угловом распределении интенсивности УКР, накопленным за необходимый период осреднения, путем интегрирования. Проверка надежности этой методики с использованием данных за трехсуточные периоды в ноябре 1978 г. и в июле 1979 г. дала положительные результаты, но показала, что необходимо в дальнейшем определить оптимально необходимое число направлений визирования, обеспечивающих адекватный учет специфики углового распределения УКР.

Предварительные результаты свидетельствуют о том, что в случае расчета зональных средних для трехсуточных периодов достаточно располагать данными для 16 направлений. Однако для обеспечения надежности расчетов с осреднением по квад-

ратам  $500 \times 500$  км потребуется, по-видимому, увеличить интервал времени до 30 сут. Оценки по данным для 23-суточного периода (июнь 1979 г.) при использовании 85 направлений привели к результатам, которые хорошо согласуются с данными широкоугольных радиометров. Среднеглобальная разность альbedo по данным узкоугольных сканирующих и широкоугольных радиометров уменьшилась при этом примерно на порядок величины. По-видимому, оптимальной может оказаться «гибридная» методика, состоящая в использовании типовых угловых распределений интенсивности УДР при надирных углах визирования меньше  $50^\circ$  и непосредственных данных наблюдений при больших надирных углах.

Д. Рэндэл и др. [141] выполнили анализ пространственно-временной изменчивости глобального поля РБЗ и его компонентов по данным спутниковых наблюдений за периоды июль 1975 г.—май 1978 г. («Нимбус-6») и ноябрь 1978 г.—апрель 1983 г. («Нимбус-7»). Меридиональные профили УДР, альbedo и РБЗ отображают существование значительной межполушарной асимметрии при наличии хорошо воспроизводящейся от года к году зависимости РБЗ и его компонентов от широты и долготы. Среднее значение РБЗ для всего Южного полушария примерно на  $40 \text{ Вт/м}^2$  больше, чем для Северного полушария. Для УДР характерно наличие минимумов в полосах ВЗК (около  $30^\circ$  широты) и максимумов в преимущественно безоблачной околоэкваториальной полосе. Амплитуда годового хода альbedo в умеренных широтах значительно больше в Северном полушарии.

Расчеты дисперсии среднемесячных значений обнаружили очень слабую межгодовую изменчивость РБЗ ( $1,6\text{--}2,3 \text{ Вт/м}^2$ ) и альbedo ( $0,4\text{--}1,5\%$ )

при практически полном отсутствии годового хода, тогда как изменчивость УДР имеет годовой ход с максимумом летом, который в Северном полушарии проявляется более существенно, чем в Южном полушарии, что, по-видимому, объясняется преимущественным расположением материков в Северном полушарии. Отчетливым годовым ходом (с минимумом летом и максимумом зимой) обладает меридиональный градиент РБЗ в полосах  $20^{\circ}$ — $50^{\circ}$  широты. Хотя в этом случае существует примерная симметрия полушарий, межгодовая изменчивость градиента РБЗ в течение всего года проявляется более сильно в Северном полушарии. Устойчивой особенностью среднегодового поля РБЗ представляется его «трехволновая» структура в субтропиках.

Анализ данных за 1979 г. для Южного полушария выявил, что главной особенностью этой структуры является уменьшение РБЗ на западных побережьях Южной Америки и Южной Африки, а также над Австралией. Первые два региона характеризуются высокими значениями УДР и альбедо в соседних регионах субтропических океанов (здесь в течение всего года преобладает низкая слоистая облачность). Австралия же представляет собой в основном пустыню с характерной для нее высокой УДР (особенно летом). Различие УДР по долготе вблизи первых двух минимумов составляет  $\sim 35$  Вт/м<sup>2</sup>, а в Австралии возрастает до 45 Вт/м<sup>2</sup>.

Х. Джакобовитц и Р. Тиге [88] обсудили результаты наблюдений РБЗ и его компонентов (альбедо  $A$ , УДР) за один год (с ноября 1978 г. по октябрь 1979 г.) при помощи узкоугольных сканирующих и широкоугольных радиометров, установленных на спутнике «Нимбус-7». В табл. 11 приведены среднегодовые значения РБЗ для Северного и Юж-

Таблица 11

## Среднегодовые значения РБЗ и его компонентов

Полушарие	A, %	УДР, Вт/м <sup>2</sup>	РБЗ, Вт/м <sup>2</sup>
Северное	30,9 (33,6)	229,4 (233,1)	8,1 (-5,1)
Южное	30,2 (32,7)	228,1 (232,3)	13,7 (-1,8)
Весь земной шар	30,6 (33,1)	228,8 (232,7)	10,9 (-3,4)

ного полушарий и земного шара в целом (в скобках указаны значения РБЗ по данным узкоугольных сканирующих радиометров). Более высокие значения альбедо в Северном полушарии (по сравнению с Южным) объясняются большей протяженностью поверхности суши в Северном полушарии (в среднем альбедо суши выше альбедо океана). Межполушарные различия УДР не выходят за пределы погрешностей наблюдений. Сравнение с данными наблюдений, полученными с помощью других спутников (NOAA, «Нимбус-6»), выявило хорошее согласие, за исключением данных узкоугольного сканирующего радиометра, установленного на «Нимбус-7», по альбедо, которое оказалось несколько завышенным. Небольшое систематическое завышение характерно и для данных узкоугольного сканирующего радиометра по УДР (расхождения не превосходят, однако, 1 Вт/м<sup>2</sup>), что обусловлено, по-видимому, несовершенством восстановления полусферического потока УДР. Аналогичные результаты дало сравнение широтно-временных разрезов компонентов РБЗ. Согласие относительных распределений РБЗ и его компонентов оказалось хорошим.

Х. Джакобовитц [86] проанализировал результаты измерений альbedo системы земляная поверхность—атмосфера, УДР и РБЗ с помощью установленных на спутнике «Нимбус-7» широкоугольных датчиков за 20 мес начиная с ноября 1978 г. Анализ годового хода среднемесячных среднезональных, полушарных и глобальных значений УДР показал, что самая характерная особенность состоит в наличии наиболее сильного годового хода в Северном полушарии с максимумами УДР (около  $240 \text{ Вт/м}^2$ ) летом. Аналогичный годовой ход имеет место и в Южном полушарии, но его амплитуду сглаживает воздействие термической инерции океана.

Минимальная УДР наблюдается зимой в районе Южного полюса (меньше  $140 \text{ Вт/м}^2$ ). Годовой ход среднеглобальной УДР характеризуется наличием максимума (около  $233 \text{ Вт/м}^2$ ) в июле—августе и очень «размытого» минимума в период зимы в Северном полушарии, что обусловлено взаимной компенсацией «зеркального» хода УДР в Северном и Южном полушариях. Среднегодовое среднеглобальное значение УДР равно  $229 \text{ Вт/м}^2$  (по данным узкоугольного сканирующего радиометра УДР оказалась систематически завышенной на  $4 \text{ Вт/м}^2$ ).

Поле альbedo отображает усиление отражательной способности с широтой, одной из важных причин которого является уменьшение средней высоты Солнца; даже при фиксированной широте имеет место тенденция возрастания альbedo зимой (другой существенный фактор — влияние альbedo снежного и ледяного покрова). Однако несмотря на это, максимум в годовом ходе альbedo Северного полушария приходится на май, что обусловлено усилением облачности летом в тропиках. В годо-

вом ходе глобального альбеда формируются максимум в ноябре—декабре, определяемый главным образом воздействием Антарктики, и слабый вторичный максимум в мае (следствие годового хода альбеда Северного полушария). Среднегодовое среднеглобальное значение альбеда составляет 31%.

Изоплеты РБЗ (широтно-временной разрез) следуют в основном за склонением Солнца, т. е. поле РБЗ определяется в первую очередь распределением внеатмосферной инсоляции. Максимум (минимум) РБЗ в Северном (Южном) полушарии приходится на июнь, а экстремумы противоположного знака — на декабрь, причем максимум РБЗ в Южном полушарии более значителен, что отображает влияние изменения расстояния между Землей и Солнцем. Годовой ход глобально осредненных значений РБЗ и внеатмосферной инсоляции практически одинаков. Среднегодовое среднеглобальное значение РБЗ равно  $11 \text{ Вт/м}^2$ , а по данным узкоугольных сканирующих радиометров составило  $3 \text{ Вт/м}^2$ . Причины подобного расхождения пока не установлены. В связи с этим разрабатывается новый алгоритм обработки данных узкоугольных радиометров.

Как отметили Д. Рэндэл и Т. Вондер Хаар [142], функционирование в составе установленного на спутнике «Нимбус-7» комплекса для измерений РБЗ узкоугольных сканирующих радиометров, чувствительных в диапазоне длин волн 0,2—4,8 и 4,5—50 мкм, позволило во многих случаях получить за одни сутки данные о РБЗ для всей планеты. В связи с этим в работе [142] рассмотрены три случая анализа глобальных суточных полей РБЗ и его компонентов по данным наблюдений за 1979 г. Синоптическая ситуация в первом из этих

случаев характеризуется наличием блокирования в Северном полушарии.

Сравнение полей давления на уровне 700 гПа, альbedo и УДР показало, что поля компонентов РБЗ отчетливо отображают такие особенности синоптической ситуации, как гребни, ложбины и фронтальные системы, сопровождаемые аномалиями облачного покрова. Расчет среднезональных значений привел к выводу, что в условиях блокирования происходит ослабление меридиональных градиентов альbedo и УДР в низких и в умеренных широтах, но изменения РБЗ незначительны. Последнее означает (если рассмотренный пример типичен), что формирование ситуации блокирования не оказывает существенного воздействия на меридиональный профиль энергообмена между Землей и космосом. Важной задачей последующих исследований должно быть выявление особенностей влияния локальных изменений РБЗ на формирование и распад ситуаций блокирования. Осуществлен также анализ полей альbedo и РБЗ в районах тропических ураганов «Фредерик» и «Давид» (2 сентября 1979 г., Карибское море), который проиллюстрировал информативность такого рода данных с точки зрения оценки местоположения и интенсивности ураганов.

Ф. Ардануй и Х. Кайл [46] проанализировали вулканически обусловленные изменения РБЗ по данным наблюдений РБЗ и его компонентов за 5 лет с помощью широкоугольных датчиков РБЗ, установленных на спутнике «Нимбус-7». Примерно через 7 мес после извержения вулкана Эль Чичон были отчетливо зарегистрированы долговременные аномалии уходящей радиации в близкой ИК-области спектра (0,7—2,8 мкм), в коротковолновом диапазоне (0,2—0,7 мкм), а также инте-

гральной УКР (0,2—3,9 мкм) в околополярных регионах (диапазон широт 60—90°). Изменения УДР в полярных районах были несущественными.

Наиболее сильно изменилась уходящая радиация в близкой ИК-области спектра (район Северного полюса), а также в УФ- и видимой областях спектра (район Южного полюса). Если предположить экспоненциальный спад, то постоянная времени воздействия радиационного возмущения на атмосферу для района Северного полюса составляла 1,2 года, а в южнополярном регионе — 1 год. Наблюдения показали, что возмущения поля отраженной УКР, вызванные атмосферным аэрозолем, сильно зависят от зенитного угла Солнца  $\theta_0$  и проявляются наиболее существенно вблизи терминатора. Значительное возрастание УКР возникло над терминатором в пределах полос широт шириной около 30° и было наиболее заметным при  $\theta_0 > 75^\circ$ . Широта этих полос варьировала в зависимости от времени года, оказываясь в зимнем (летнем) полушарии на восходящей (нисходящей) ветви витков. Географически изменчивое возрастание альbedo системы подстилающая поверхность—атмосфера достигало 20%, что эквивалентно увеличению УКР на 8—10 Вт/м<sup>2</sup>.

Таким образом, в течение нескольких лет после извержения вулкана Эль Чичон усиливалась роль полярных регионов как областей холода (стока тепла). Имела место также существенная зональная изменчивость РБЗ в тропиках: вариации УКР достигали 10—15% (20—30 Вт/м<sup>2</sup>), а изменения УДР составляли 6—7% (10—12 Вт/м<sup>2</sup>). Эти вариации имели, однако, совершенно другую природу и характеризовались противоположностью знака: рост (спад) УКР сопровождался спадом (ростом) УДР. Подобная структура изменчивости

компонентов РБЗ свидетельствует о наличии существенных широтных и временных смещений облачности в тропиках по сравнению с нормальным распределением.

Следует полагать, что тропические возмущения РБЗ были связаны главным образом с воздействием необычно интенсивного явления Эль Ниньо—Южное Колебание, возникшего примерно в то же время, что и стратосферный слой эруптивного аэрозоля. Анализ рассматриваемых данных по альбедо в тропиках не позволил выделить «вулканический сигнал» ввиду наличия одновременного возмущения, связанного с Эль Ниньо, а также гелиостационарности орбиты (спутник оказывался у экватора в полуденное время, когда зенитное расстояние Солнца было минимальным).

Очень большое значение имеет использование данных наблюдений РБЗ для оценки климатообразующей роли облачно-радиационной обратной связи, состоящее в анализе влияния облачности на компоненты РБЗ. Первоначальные расчеты параметра

$$\delta = \partial R / \partial n_c = \partial Q / \partial n_c - \partial F / \partial n_c$$

( $R$  — радиационный баланс Земли;  $Q$  — поглощенная солнечная радиация;  $F$  — УДР;  $n_c$  — количество облаков, характеризующее зависимость РБЗ от условий облачности) привели к выводу, что  $\delta < 0$ , т. е. «альбедный» эффект облачности преобладает над парниковым. Сделанный позднее вывод о том, что среднеглобальное значение  $\delta \approx 0$ , стимулировал дальнейший интерес к определению  $\delta$ . Р. Сэсс (см. [119]) получил значение  $\partial F / \partial n_c = -91$  Вт/м<sup>2</sup> для Северного полушария, используя регрессионное соотношение между среднезональными среднегодовыми величинами УДР по данным Д. Эллиса и

Т. Вондер Хаара, а также температурой подстилающей поверхности и количеством облаков по данным обычных наблюдений:

$$F = a + bT_s + cn_c. \quad (3)$$

Поскольку альbedo системы подстилающая поверхность—атмосфера

$$\alpha = \alpha_c n_c + \alpha_s (1 - n_c),$$

где  $\alpha_c$ ,  $\alpha_s$  — альbedo при сплошной облачности и ясном небе соответственно, то

$$\partial\alpha/\partial n_c = \alpha_c - \alpha_s, \quad (4)$$

$$\partial Q/\partial n_c = -S_0 \partial\alpha/\partial n_c = -S_0 (\alpha_c - \alpha_s)$$

и полученное Сэссом значение  $\alpha_c - \alpha_s = 0,26$  приводит к  $\delta = -2,6$  Вт/м<sup>2</sup>. Аналогичные расчеты для каждого полушария дали  $\delta = 0,6$  Вт/м<sup>2</sup> и, следовательно, должна иметь место полная компенсация альбедного и парникового воздействия облачности РБЗ. В табл. 12 приведены результаты вычислений коэффициента  $c = F\partial/\partial n_c$  (см. формулу (3)), выполненных для различных исходных данных по облачности и уходящему излучению при различном осреднении, и его среднеквадратическая ошибка. Полученные с помощью широкоугольной аппаратуры данные Эллиса и Вондер Хаара относятся к периоду до 1972 г., данные «Нимбуса-6» охватывают двухлетний период, а данные узкоугольных сканирующих радиометров спутников NOAA получены за 45 мес. Значения температуры поверхности взяты по данным Уоррена и Шнейдера.

Как видно из табл. 12, среднегодовые значения  $c$  очень сильно зависят от выбора исходных данных об уходящем излучении и количестве облаков. Найденное Сэссом значение  $c \simeq -90$  Вт/м<sup>2</sup>, приво-

Таблица 12

Результаты вычислений среднезональных значений коэффициента  $c$  (в Вт/м<sup>2</sup>)

Масштаб осреднения	Источник данных по уходящему излучению	По Д. Лондону (1957 г.)		по Т.Г. Берлянд и др. (1980 г.)	
		$c$	СКО	$c$	СКО
Северное полушарие					
Среднегодовой	Эллис и Вондер Хаар	-93	11	-133	13
	«Нимбус-6»	-141	29	-179	28
	NOAA	-67	28	-101	23
Южное полушарие					
	Эллис и Вондер Хаар	-75	11	-86	8
	«Нимбус-6»	-59	19	-67	21
	NOAA	-43	9	-50	9
Северное полушарие					
Среднемесячный	Эллис и Вондер Хаар	-	-	-48	10
	«Нимбус-6»	-	-	-70	9
	NOAA	-	-	-27	6
Южное полушарие					
	Эллис и Вондер Хаар	-	-	-71	13
	«Нимбус-6»	-	-	-54	10
	NOAA	-	-	-49	4

дящее к  $\delta \approx 0$ , следует рассматривать как случайное совпадение. Важно также, что расчеты среднемесячных величин дали систематически меньшие

значения, чем среднегодовые, и во всех случаях указывают на преобладание альбедного эффекта над парниковым. Д. Оринг и др. (см. [119]) применили ранее иной подход к оценке  $\partial F/\partial n_c$  и  $\delta$  по спутниковым данным, состоящий в использовании сведений о вариациях альбедо системы в некоторых районах для определения изменений среднемесячного количества облаков. При таком подходе исключение годового и полугодового хода из временных рядов среднемесячных значений  $F$  и  $\alpha$  позволяет применить методику линейной регрессии для расчета  $F$ , и тогда с учетом (4) получим

$$\frac{\partial F}{\partial n_c} = \frac{\partial F}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial n_c} = (\alpha_c - \alpha_s) \frac{\partial F}{\partial \alpha},$$

где  $\alpha_s$  взяты по данным Посея и Клаппа, а  $\alpha_c$  — Оринга и Адлера. Поскольку

$$R = S_0(1 - \alpha) - F,$$

где  $S_0$  — внеатмосферная инсоляция, и, следовательно,

$$\partial F/\partial \alpha = -S_0 - \partial R/\partial \alpha,$$

имеем

$$\delta = (\alpha_c - \alpha_s) \partial R/\partial \alpha.$$

Д. Оринг [119] построил квазиглобальные карты  $\partial F/\partial n_c$  и  $\delta = \partial R/\partial n_c$  для диапазона  $60^\circ$  ю.ш. —  $60^\circ$  с.ш. и сетки  $10^\circ \times 10^\circ$  по данным спутников NOAA, анализ которых показал, что парниковый эффект изменчивости РБЗ ( $\partial F/\partial n_c$ ) наиболее сильно проявляется в экваториальной полосе мощной конвективной облачности с высокой верхней границей, причем распределение  $\partial F/\partial n_c$  характеризуется существенной незональностью. Так, например, область ослабленного парникового эффек-

та располагается в восточных частях океанов тропических и субтропических широт, для которых типично наличие протяженной слоистой облачности нижнего яруса. Среднее для зоны  $0-60^\circ$  с. ш. значение  $\partial F/\partial n_c$  составляет  $-35$  Вт/м<sup>2</sup>. Во всем рассматриваемом диапазоне широт ( $\pm 60^\circ$ )  $\delta < 0$  и, следовательно, альбедный эффект доминирует над парниковым. Максимальное абсолютное значение  $\delta$  порядка 100 Вт/м<sup>2</sup> и более наблюдается, как правило, в тех районах океанов низких широт, где парниковый эффект мал, инсоляция велика, а альbedo подстилающей поверхности низкое.

Преобладание альбедного эффекта свидетельствует о важности роли облачного покрова в формировании климата и его изменений. Стремясь выявить причины противоречия между этим выводом и данными, приводящими к  $\delta = 0$ , Р. Сэсс и др. рассмотрели величину

$$\varepsilon = \frac{\partial F/\partial n_c}{\partial Q/\partial n_c} = \frac{\partial F}{\partial Q}.$$

Здесь частные производные означают, что рассматриваемые величины зависят не только от  $n_c$ . В таком случае  $\varepsilon < 1$  ( $\varepsilon > 1$ ) соответствует  $\delta < 0$  ( $\delta > 0$ ). Расчеты по данным Эллиса и Вондер Хаара и Кемпбелла и Вондер Хаара привели к значению  $\varepsilon \approx 1$  (т. е. взаимной компенсации альбедного и парникового эффектов), тогда как, согласно данным Грубера и Уинстона,  $\varepsilon = 0,5$ . Сэсс и др. объяснили последний результат недостаточной надежностью данных сканирующего радиометра, но обработка данных широкоугольной аппаратуры спутника «Нимбус-7», сделанная Орингом и Ганотом, показала, что среднезональное значение  $\varepsilon < 1$  на всех широтах, а глобальное осреднение привело к

$\varepsilon \approx 0,5$ . Таким образом, и данные спутника «Нimbus-7» указывают на преобладание альбедного эффекта. Важное значение для последующего изучения проблемы имеют одновременные измерения РБЗ и количества облаков, а также усовершенствование метода интерпретации данных скапирующего радиометра.

Э. Харрисон и П. Миннис [79] проанализировали влияние облачного покрова на РБЗ с использованием непосредственных данных наблюдений количества облаков и РБЗ при более высоком пространственно-временном разрешении, чем ранее. Исходным материалом послужили ежечасные данные спутника GOES за ноябрь 1978 г. по количеству облаков трех ярусов, альбедо и УДР при пространственном разрешении 8 км. Рассматриваемый массив осредненных за месяц ежечасных значений компонентов УДР охватывает диапазон  $45^\circ$  ю. ш. —  $45^\circ$  с. ш.,  $30^\circ$  з. д. —  $125^\circ$  з. д. и подвергнут объективному анализу на сетке с шагом 250 км. Характеристикой чувствительности осредненного радиационного баланса  $\bar{R}$  к количеству облаков  $\bar{n}_c$  служила уже упомянутая величина  $\delta$ . Эту величину можно также представить в виде

$$\delta = \bar{R}_c - \bar{R}_s = (\bar{R} - \bar{R}_s) / \bar{n}_c$$

(индексы  $c$  и  $s$  означают, что соответствующие величины относятся к условиям сплошной облачности и ясного неба). На примерах данных о суточном ходе РБЗ и его компонентов на двух участках рассматриваемого региона в работе [79] проиллюстрирована большая роль учета суточного хода при оценке влияния облачности на РБЗ. Так, например, вблизи точки  $23,6^\circ$  ю. ш.,  $78,8^\circ$  з. д. (юго-восточный сектор Тихого океана), где преоблада-

ют слоистые и слоисто-кучевые облака в пограничном слое атмосферы и имеет место сильный суточный ход количества облаков (от 75% ранним утром до 40% в послеполуденные часы), УДР изменяется только на 13 Вт/м<sup>2</sup>, но сильное уменьшение поглощенной солнечной радиации в зоне облачного покрова определяет контраст РБЗ между участками облачного и ясного неба, равный 237 Вт/м<sup>2</sup>, как утром, так и в послеполуденные часы. Для рассматриваемого района  $\delta = -88$  Вт/м<sup>2</sup>, т. е. альбедный эффект преобладает над парниковым. В окрестности точки 14,6° ю. ш., 57,4° з. д. имеет место значительный суточный ход конвективной облачности и благодаря наличию облаков верхнего яруса проявляется сильный парниковый эффект. Если в 9 ч, когда количество облаков верхнего яруса составляет лишь 5%,  $R_s - R_c = 250$  Вт/м<sup>2</sup>, то к 15 ч, когда оно возрастает до 28%,  $R_s - R_c = 135$  Вт/м<sup>2</sup>, что отображает вклад альбедного эффекта.

Рассмотренные примеры убедительно иллюстрируют возможную нерепрезентативность данных спутников на солнечно-синхронных орбитах и важность учета суточного хода при изучении зависимости РБЗ от количества облаков, причем существенную роль играет учет зависимости альбеда облаков от высоты Солнца. Расчеты осредненного меридионального профиля  $\delta$  показали, что в полосе 50° ю. ш. — 40° с. ш.  $\delta < 0$ , варьируя от  $-100$  Вт/м<sup>2</sup> до 0. Сходным профилем характеризуется разность  $\bar{R} - R_s$ . При среднем количестве облаков, равном 56%, происходит уменьшение  $\bar{R}$  на 32 Вт/м<sup>2</sup> (по сравнению с условиями ясного неба), а при  $\bar{n}_c = 100\%$   $\bar{R} = \delta = -58$  Вт/м<sup>2</sup>, что близко к среднеглобальному значению, полученному С. Шнейдером (1972 г.), и свидетельствует о сильном доминировании альбедного эффекта.

Важным направлением анализа данных по РБЗ является сравнение результатов численного моделирования климата с данными наблюдений. Для анализа ценности данных спутниковых наблюдений РБЗ с точки зрения проверки надежности схем параметризации радиационных процессов и облакообразования, применяемых в моделях общей циркуляции атмосферы, А. Слинго [155] предпринял расчеты компонентов РБЗ с использованием 11-слойной модели общей циркуляции атмосферы (шаг сетки по горизонтали составляет около 220 км). Эта модель предусматривает учет облачности четырех типов: нижнего, среднего и верхнего (два типа) ярусов, а также вертикального развития при фиксированных значениях альбедо (0,2; 0,6; 0,7 и 0,7 соответственно), пропускания и поглощения (0,05; 0,1; 0,1; 0,1). Учтены четыре категории альбедо подстилающей поверхности: 0,06 (океан), 0,2 (суша), 0,5 (снежный покров суши), 0,8 (морской и континентальный ледяной покров).

Для сопоставления с результатами воспроизведения годового хода климата использованы два независимых массива данных спутниковых наблюдений РБЗ, между которыми существуют, однако, существенные расхождения. Один из массивов представляет собой 45-месячный ряд данных спутников NOAA, а другой — данные различных экспериментальных спутников, включая «Нимбус-6». Все эти данные получены с помощью спутников на солнечно-синхронных орбитах и, следовательно, исключают возможность учета суточного хода.

Сопоставление средних глобальных и зональных значений РБЗ и его компонентов выявило в целом вполне удовлетворительное согласие, но имеется и ряд расхождений, часть которых мо-

жет быть объяснена неадекватностью модели общей циркуляции атмосферы. Так, например, в модели задана завышенная протяженность морских льдов вокруг Антарктики, которая проявляется в систематическом превышении вычисленных значений альbedo системы подстилающая поверхность — атмосфера по сравнению с наблюдаемыми. Некоторые другие расхождения следует приписать приближенности задания характеристик облачного покрова.

Если осуществить относительно небольшую подгонку параметров модели, согласие результатов численного моделирования и данных наблюдений становится вполне приемлемым. Однако задание фиксированных («замороженных») зонально осредненных характеристик облачного покрова исключает возможность учета ряда важных обратных связей, проявляющихся при возникновении различных возмущающих воздействий. Это свидетельствует об актуальности усовершенствования модели с целью обеспечения предварительного вычисления реалистического глобального распределения облачного покрова.

Предварительные расчеты с использованием схемы параметризации облакообразования, предложенной Слинго [155], показали, что в таком случае удается достаточно хорошо воспроизвести главные синоптические особенности глобального облачного покрова, но при интегрировании на продолжительные сроки возникают серьезные ошибки в рассчитанных значениях количества облаков, обусловленные систематическими погрешностями модели. Важную роль в дальнейшем совершенствовании модели будет играть использование данных спутниковых наблюдений РБЗ, но, с другой стороны, само имитационное моделирование явля-

ется важным источником информации об изменчивости РБЗ, особенно о межгодовой изменчивости, связанной с аномалиями облачного покрова и (или) температуры подстилающей поверхности.

За последние годы были разработаны новые схемы параметризации радиационных процессов в моделях общей циркуляции атмосферы, которые, обеспечивая сравнительно высокую точность параметризации, являются вместе с тем экономичными с точки зрения затрат машинного времени. С целью сопоставления схем параметризации Ж.-Ж. Мокретт и Ж.-Ф. Гелейн [112] предприняли расчеты: 1) радиационных потоков и притоков тепла для небольшой совокупности моделей атмосферы, включая «точные» расчеты для оценки погрешностей приближенных методик; 2) глобальных полей радиационных потоков и притоков тепла по данным ПГЭП для статистического анализа данных; 3) чувствительности 15-слойной модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды, к различиям схем параметризации радиационных процессов.

По данным наблюдений в течение первого специального наблюдательного периода ПГЭП был осуществлен 10-суточный прогноз (21–31 января 1979 г.) с использованием трех схем параметризации, разработанных сотрудниками Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды, Кёльнского университета (ФРГ) и Лаборатории динамической метеорологии (Франция). Результаты вычислений сопоставлены с компонентами РБЗ, восстановленными по данным усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения («Тирос-Н»). Сравнение начальных рассчитанных (на первом шаге по времени) полей излучения

выявило значительные расхождения, которые особенно сильно выражены в случае радиационных притоков тепла в стратосфере и в нижних слоях тропической атмосферы. Неодинаковы получаемые с использованием различных схем параметризации контрасты суша—океан на картах УДР, обусловленные различиями условий облачности. При этом рассчитанные контрасты, как правило, меньше наблюдаемых. В течение всего 10-суточного периода интегрирования во всех трех случаях получались сходные изменения полей облачности при наличии характерного ослабления облачности в ВЗК и усиления в высоких широтах, что следует объяснить неадекватностью описания круговорота влаги моделью общей циркуляции атмосферы.

Несмотря на относительно большие расхождения начальных полей радиационных потоков и притоков, наличие механизмов взаимной компенсации погрешностей обеспечивает достаточно хорошее согласие полей, осредненных за 10 сут, с наблюдаемыми. Это свидетельствует о сомнительной ценности сравнения осредненных значений компонентов РБЗ, которое может создавать иллюзию близкого совпадения данных расчетов и наблюдений. Большой интерес представляет в связи с этим сравнение данных о вторых моментах, характеризующих корреляцию между полями радиационных притоков тепла, температуры и облачности.

При прогнозе общей циркуляции атмосферы на срок от 1 мес до сезона с применением ее спектральной модели, разработанной сотрудниками Лаборатории геофизической гидродинамики (США), Ч. Гордон и др. [72] предложили новый алгоритм параметризации облачности (SATCLD),

опирающийся на использование данных спутниковых наблюдений компонентов РБЗ в целях восстановления эффективных характеристик облачного покрова. Осуществление приспособления поля облачности к наблюдаемому полю РБЗ (естественно, что определяемая таким образом облачность может отличаться от реальной) можно рассматривать как аналог динамической инициализации поля ветра по наблюдаемому полю массы.

Обсуждаемая модель предусматривает задание двухслойной эффективной облачности, характеристикой которой является количество облаков нижнего и верхнего ярусов в пределах ячейки пространственной сетки с шагом 250 км (высоты границ облаков заданы). Количество облаков каждого из ярусов восстанавливается посредством минимизации суммы среднеквадратических отклонений наблюдаемых значений УДР и УКР. При этом значения УДР и УКР представлены в форме рядов Тэйлора второй степени в зависимости от восстанавливаемых величин количества облаков.

Найденные таким образом глобальные поля эффективной облачности в январе 1977 г. и в июле 1979 г. удовлетворительно согласуются с данными спутниковых и наземных наблюдений, хотя в тропиках имеют место систематические расхождения со спутниковыми данными по облачности нижнего яруса в июле. В средних широтах наилучшее согласие наблюдается со спутниковыми данными о количестве облаков верхнего яруса в июле и наземными данными о количестве облаков нижнего яруса над океанами. Результаты реализации алгоритма восстановления оказываются плохо обусловленными в регионе полярной ночи.

Ч. Гордон и др. [72] детально проанализировали недостатки параметризации облачно-радиационного взаимодействия указанной выше модели и задания входных радиационных характеристик (прежде всего альbedo подстилающей поверхности), а также погрешности спутниковых наблюдений УДР и УКР. На основе этого анализа высказаны соображения о возможных путях уменьшения расхождений между полями эффективной и реальной облачности. Ведется работа по изучению чувствительности долгосрочного предварительного вычисления общей циркуляции атмосферы к облачно-радиационному вынуждающему воздействию.

## **2. Аномалии радиационного баланса Земли и проблема энергоактивных зон**

В работах [16, 17, 19, 25, 27, 28, 93, 94, 107] исследовалась изменчивость РБЗ и его коротко- и длинноволнового компонентов для среднемесячных данных спутников NOAA за 45 мес непрерывных наблюдений (июнь 1974 г. — февраль 1978 г.). Было показано, что воздействия аномалий УДР можно связать с динамическими проявлениями дистанционных (дальних) связей процессов в тропических и средних широтах. При этом проблема существования энергоактивных зон Мирового океана (ЭАЗО) оказывается значительно шире проблемы воздействия аномалий температуры поверхности океана на общую циркуляцию атмосферы и климат: она включает наряду с реакцией атмосферы на аномалии источников нагревания еще и физические процессы переноса энергии в океане, а также формирование аномалий

облачности и связанных с ними перераспределений явного и скрытого тепла.

Обратимся в связи с этим к анализу главных компонентов (собственных векторов) ковариационных матриц аномалий среднемесячных полей РБЗ. Как известно, анализ эмпирических ортогональных функций используется для выделения главных мод колебаний исследуемых полей [29]. Далее будет рассмотрен удлиненный массив данных по РБЗ: он включает уже упомянутые данные спутников NOAA за 42 мес непрерывных наблюдений (июнь 1974 г.—ноябрь 1977 г.) и данные спутника «Нимбус-7» за 60 мес (декабрь 1978 г. — ноябрь 1983 г.).

Рассмотрим результаты анализа главных компонентов среднемесячных полей УДР с шагом  $5^\circ$  по широте и долготе. При этом описываются возмущения (аномалии) исследуемых полей с характерными горизонтальными масштабами около 2500 км.

Представим  $M$ -компонентный вектор, воспроизводящий  $i$ -е по времени наблюдение, в виде

$$\mathbf{f}_n = \sum_{i=1}^M C_{in} \mathbf{E}_i, \quad \mathbf{f}_n = \begin{pmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_M \end{pmatrix}_n, \quad \mathbf{E}_i = \begin{pmatrix} e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_N \end{pmatrix}_i,$$

где  $n=1, 2, \dots, N=102$ ;  $i=1, 2, \dots, M$  ( $M$  — число узлов по земному шару);  $\mathbf{f}_n$  — данные спутниковых наблюдений в каждой из  $M$  точек;  $\mathbf{E}_i$  —  $N$ -компонентный собственный вектор, соответствующий  $i$ -му собственному значению;  $C_{in}$  — коэффициенты  $i$ -го собственного вектора для  $n$ -го наблюдения.

Для устранения линейных и квадратичных трендов по времени в каждой точке целесообразно представить исходные поля в виде следующих аномалий:

$$A = (f - \bar{f}) / \sigma_f,$$

где  $\bar{f}$  и  $\sigma_f$  — временные среднее и дисперсия.

Как обычно, находится ковариационная матрица аномалий по временным выборочным данным:

$$B_{nk} = \overline{A_n A_k},$$

которая далее разлагается по собственным векторам  $E_{jn}$ :

$$\sum_{n=1}^N B_{nk} E_{jn} = \lambda_j E_{jk},$$

где  $\lambda_j$  — собственные значения (спектр матрицы  $B_{nk}$ ). По определению, ковариационная матрица является симметричной и положительно определенной. Поэтому ее собственные значения вещественны и положительны [29].

Если  $e_{ij}$  —  $j$ -я компонента вектора  $E_i$ , соответствующего собственному значению  $\lambda_i$ , то первому собственному значению для каждой из  $M$  точек земного шара или отдельного региона соответствует  $e_{11}, e_{12}, \dots, e_{1M}$ , второму собственному значению —  $e_{21}, e_{22}, \dots, e_{2M}$ , третьему —  $e_{31}, e_{32}, \dots, e_{3M}$ , причем

$$\sum_{j=1}^M (e_{ij})^2 = 1, \quad i = 1, 2, \dots, M.$$

Соответствующим образом рассчитываются коэффициенты

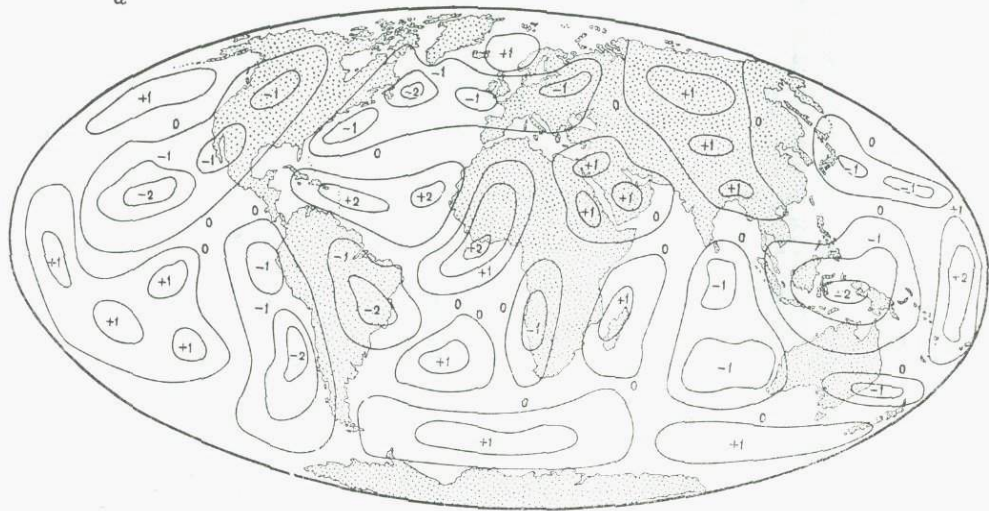
$$C_{1n} = \left\| \begin{array}{c} A_1 \\ A_2 \\ \vdots \\ A_M \end{array} \right\|_n \left\| \begin{array}{c} E_1 \\ E_2 \\ \vdots \\ E_M \end{array} \right\|_1 ; \quad C_{2n} = \left\| \begin{array}{c} A_1 \\ A_2 \\ \vdots \\ A_M \end{array} \right\|_n \left\| \begin{array}{c} E_1 \\ E_2 \\ \vdots \\ E_M \end{array} \right\|_2 , \dots$$

Распределения первых двух собственных векторов, рассчитанных путем решения систем уравнений методом Якоби [29], для матрицы 102-го порядка (задача на собственные значения и собственные функции) приведены на рис. 1. Следует отметить, что вектор  $E_i$  ( $i=1, \dots, M$ ) может иметь разные знаки (плюс или минус) в зависимости от того, в какую сторону от средних значений отклоняются текущие значения полей при расчете аномалий; соответственно положительными или отрицательными будут коэффициенты  $C_{in}$ .

Мода  $E_1$  отражает существование следующих аномалий в различных районах земного шара: дипольная аномалия (отрицательные значения над Индонезией, положительные — к востоку от нее); характерные образования (отрицательные значения  $E_1$ ) вдоль западного побережья Южной Америки и от центральной части Тихого океана к западным районам США; отрицательная аномалия региона Северная Атлантика—Западная Европа, ограниченная с севера одним характерным образованием и двумя другими с юга (тропическая часть Атлантики, приэкваториальная ее часть и часть Западной Африки) с положительными значениями  $E_1$  и т. д. Можно отметить также наличие характерной положительной аномалии, охватывающей большую часть Азии (см. рис. 1, а).

Для моды  $E_2$  характерно появление значительно более мелкомасштабных образований (см. рис. 1, б) в разных частях земного шара, с боль-

а



б

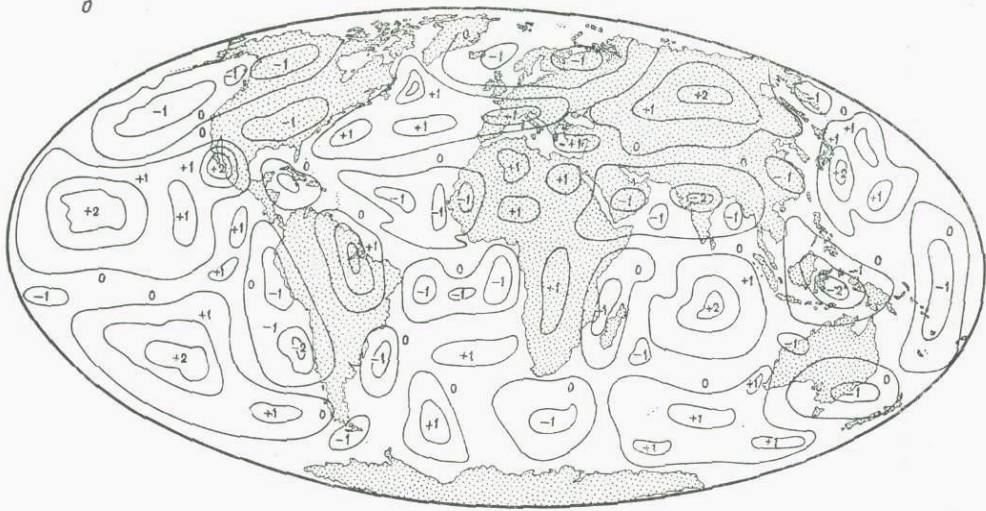


Рис. 1. Распределения по земному шару первого (а) и второго (б) собственных векторов ковариационной матрицы аномалий УДР (значения увеличены в 10 раз)

шим трудом, чем на рис. 1, а, поддающихся климатической интерпретации.

Собственные векторы и связанные с ними собственные значения определяют проблему «ожидаемой изменчивости» полей аномалий. Долю общей изменчивости, определенной с помощью  $k$

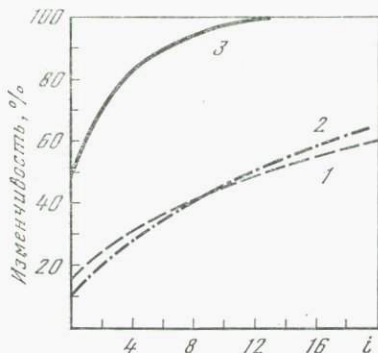


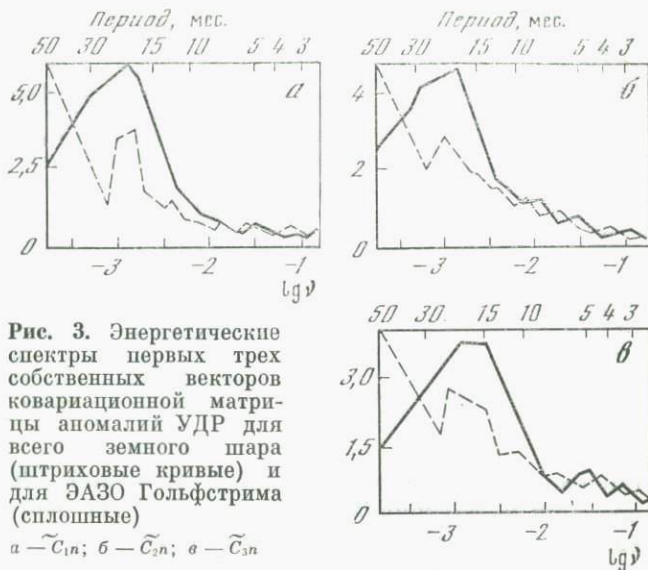
Рис. 2. Общий процент изменчивости аномалий УДР, приходящейся на первые 20 собственных векторов для исходных 102-месячных полей (1), после фильтрации 4-6-месячных колебаний (2) и после фильтрации квазидвухлетнего колебания (3) ( $i$  — номер собственного значения)

самых больших собственных значений, можно рассчитать из отношения

$$V_k = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^{\infty} \lambda_i}$$

На рис. 2 показана общая изменчивость, которую можно «объяснить» первыми 20 собственными векторами. Можно видеть, что на моды  $E_1$  и  $E_2$  в сумме приходится лишь 1/4 общей изменчивости (при  $M=72 \times 72$  элемента). Столь сравнительно незначительное влияние первых двух (главных) компонентов связано с наличием внутри полей аномалий периодических составляющих, подлежащих фильтрации (см. ниже).

На рис. 3 приведены первые три значения спектральной плотности (энергетические спектры) для



**Рис. 3.** Энергетические спектры первых трех собственных векторов ковариационной матрицы аномалий УДР для всего земного шара (штриховые кривые) и для ЭАЗО Гольфстрима (сплошные)

*a* —  $\tilde{C}_{1n}$ ; *б* —  $\tilde{C}_{2n}$ ; *в* —  $\tilde{C}_{3n}$

$E_i, i=1 \div 3$ . Спектр моды  $E_1$  демонстрирует существование ярко выраженных пиков, приходящихся на периоды 21–26 мес, как для всего земного шара, так и для района Гольфстрима, выделенного в соответствии с результатами анализа, проведенного в работе [28]. Значительные максимумы характерны также для мод  $E_2$  и  $E_3$  с периодами, также близкими к 20 мес. Для всего земного шара характерна и еще более долгопериодная изменчивость (с периодом около 50 мес). Для всех трех мод из рис. 3 можно отметить также слабые 4–6-месячные колебания.

Дальнейший этап исследования заключался в фильтрации выделенного квазидвухлетнего колебания с тем, чтобы проанализировать более дол-

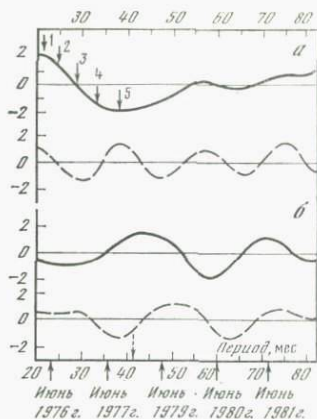


Рис. 4. Временной ход спектральных плотностей первых двух собственных векторов фильтрованных аномалий для всего земного шара (сплошные кривые) и для ЭАЗО Гольфстрима (штриховые)

$a - C_1$ ;  $b - C_2$ ; 1-5 — пять разных классов аномалий в моменты времени, обозначенные стрелками вверху графиков. Штриховая стрелка указывает место перехода от одного временного ряда к другому

гопериодную изменчивость полей аномалий УДР по данным спутниковых наблюдений. Из рис. 2 видно, что после такой фильтрации на первые две моды ( $E_1$  и  $E_2$ ) приходится уже около 60% общей изменчивости.

Временной ход коэффициентов  $C_{1n}$  и  $C_{2n}$  (индекс  $n$  выполняет здесь функцию «счетчика месяцев») с 21-го по 84-й месяц от начала отсчета времени (июнь 1974 г.) для фильтрованных данных показан на рис. 4. Эти коэффициенты естественно назвать «климатическими индексами», поскольку именно они характеризуют поведение климатической системы (ее крупномасштабные образования) за рассматриваемый промежуток времени. Расчеты показали, что пропуск в один год (ноябрь 1977 г.—ноябрь 1978 г.), обусловленный «присоединением» данных спутников «Нimbus-7» к NOAA, слабо влияет на общий ход исследуемых коэффициентов. Расчеты проводились для всего земного шара и для специально выде-

ленной путем измельчения сетки ЭАЗО Гольфстрима (см. рис. 4).

Из рис. 4, а (сплошная кривая) видно, что для всего земного шара амплитуда  $C_1$ , максимальная в начале 1976 г., убывает до начала 1978 г., незначительно растет к 1980 г. и затем снова резко возрастает в 1982 г. Такое поведение рассматриваемого климатического индекса можно связать с явлением Эль Ниньо 1976—1977 и 1982—1983 гг., оказывающим, как известно [28], глобальное воздействие на атмосферу. Поведение  $C_2$  (см. рис. 4, б) для всего земного шара носит колебательный характер: за указанный промежуток времени он успевает 4 раза изменить знак при достаточно больших амплитудах колебаний.

Для района Гольфстрима индекс  $C_1$  (см. рис. 4, а, штриховая кривая) обладает ярко выраженными периодическими особенностями, причем экстремумы приходятся в основном на переходные сезоны (весна, осень), что весьма любопытно с точки зрения океанического характера проявлений данной ЭАЗО при анализе компонентов радиационного баланса [27].

Пять разных категорий (классов) аномалий исследуемых полей с февраля 1976 г. по июнь 1977 г. приведены на рис. 5. (Все значения коэффициентов  $C_{1n}$  увеличены на рис. 5 в 10 раз.) Первый класс характеризует климатическую систему в период до Эль Ниньо, пятый класс — в период после Эль Ниньо.

На рис. 5, а можно видеть характерные образования (пространственные кластеры), во многом повторяющие поведение моды  $E_1$  в целом по земному шару (стрелки на рисунке указывают наиболее вероятные направления перемещения выделенных кластеров). Таким образом, изменчивость

системы земная поверхность—атмосфера при ее максимальных климатических возмущениях (с фильтрацией квазидвухлетнего колебания) мало отличается от ее изменчивости в целом (без выделения явлений типа Эль Ниньо и без фильтрации периодических составляющих). Этот весьма важный факт означает, что исходное состояние системы, характеризующее первым собственным вектором аномалий УДР, можно использовать для климатической интерпретации в целях выявления дистанционных связей, обусловленных аномалиями уходящего излучения (см. разд. 5).

Из сравнения рис. 5, *а* и *б* можно видеть, в частности, что характерное образование в регионе Северная Атлантика—Европа уменьшает через 4 мес свою площадь, причем область максимального (отрицательного) значения данного индекса ( $C_1 = -0,2$ ) смещается в направлении Северо-Атлантического течения (продолжение Гольфстрима у берегов Западной Европы). Одновременно из района Норвежского моря перемещается положительная аномалия на Европу, двигаясь в направлении Аравийских пустынь (см. рис. 5, *б*). Можно рассчитать фазовую скорость перемещения этих образований. Например, скорость перемещения центра отрицательной аномалии из района Гольфстрима к западным берегам Великобритании составляет около 30 см/с.

Еще одной характерной чертой развития процессов в системе является «слияние» кластеров в районе тропическая Атлантика—Западная Африка, существовавших (см. рис. 5, *а*) как два разных образования и объединившихся (см. рис. 5, *б*) в одно общее образование с максимальными значениями аномалий в районе выносов африканской пыли в Атлантический океан. Вместе с тем зона отрица-



Рис. 5. Пространственные распределения первого собственного вектора ковариационной матрицы фильтрованных аномалий УДР на период 21 (а), 25 (б), 29 (в), 33 (г) и 37-го (д) месяцев наблюдений

а — февраль 1976 г., класс 1; б — июнь 1976 г., класс 2; в — октябрь 1976 г., класс 3; г — февраль 1977 г., класс 4; д — июнь 1977 г., класс 5

118  
8

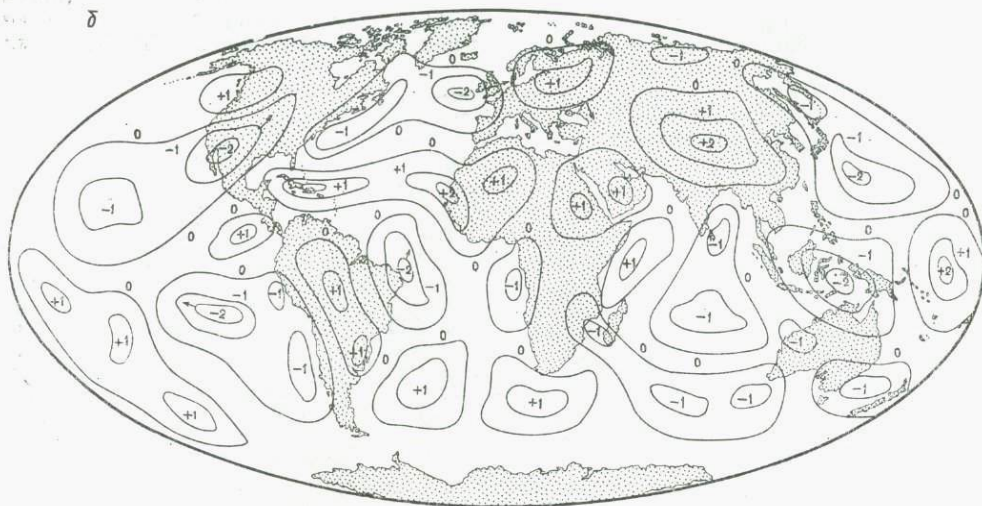


Рис. 5 (продолжение)

8

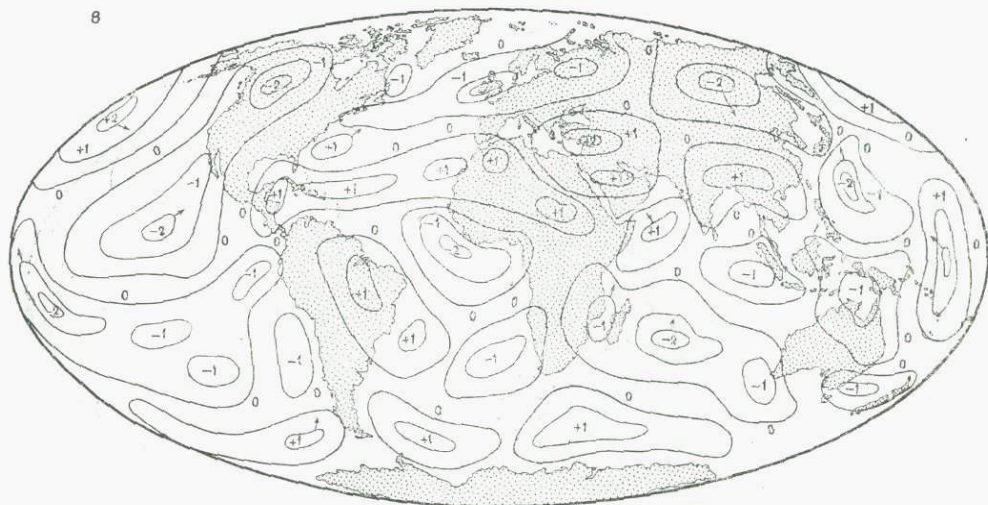


Рис. 5 (продолжение)

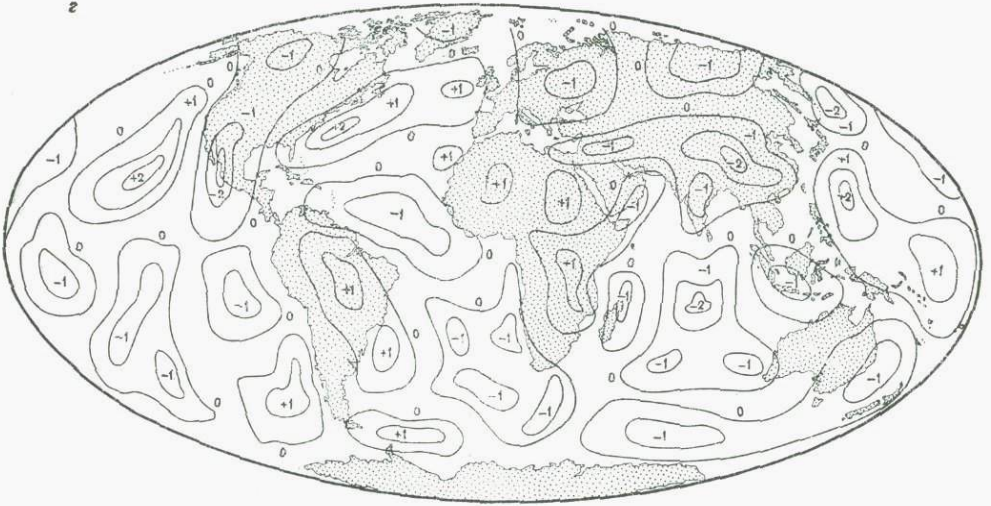


Рис. 5 (продолжение)

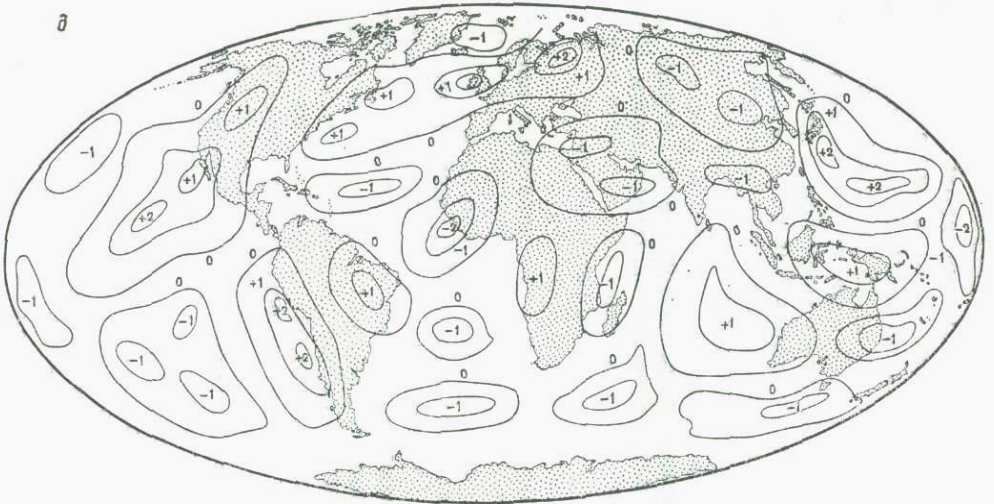


Рис. 5 (окончание)

тельной аномалии, существовавшая в районе Бразилии (см. рис. 5, *а*), смещается в восточном направлении (см. рис. 5, *б*) и далее имеет тенденцию дальнейшего смещения в северо-восточном направлении (рис. 5, *в*). В западной части Южной Америки соответствующая отрицательная аномалия (см. рис. 5, *б*) имеет тенденцию смещения на северо-запад и к экватору (см. рис. 5, *в*). Можно убедиться, что поведение анализируемого первого («главного») компонента, на который приходится около 40% общей изменчивости (после фильтрации квазидвухлетнего колебания), сходно с поведением климатической системы в целом (без разложения основных энергонесущих волн на главные компоненты — собственные векторы теплового режима климатической системы).

Следует отметить, что в некоторых местах имеет место существенно иное поведение системы (определяемое картиной дистанционных связей тропики — средние широты [28]) чем на рис. 5. Это в первую очередь касается образования (кластера), охватывающего на рис. 5, *а* обширную область отрицательной аномалии от экватора в центральной части Тихого океана до западных районов США и Канады. Нетрудно убедиться из сравнения рис. 5, *а* и *д* в том, что рассматриваемое образование не «соединяется» с аналогичной областью отрицательной аномалии у восточных берегов США и Канады. Это два разных образования. Если же исходить из упомянутой картины дистанционных связей как распространяющегося пакета баротропных волн Россби, переносящих энергию от «дипольного образования» Индонезия—центральная часть Тихого океана (см. [28]), то на рис. 5 должно было бы иметь место чередование полей главного компонента, соответствующее колебаниям полей дав-

ления. Как видно, такое чередование в данном случае нарушается.

Можно предположить, что физические механизмы, определяющие существование двух рассматриваемых кластеров и нефильТРованных исходных полей РБЗ, существенно различны. В последнем случае физика явлений определялась взаимодействием процессов в тропической части Тихого океана и у восточных берегов Азии и Австралии. Это взаимодействие приводит к формированию явления Эль Ниньо—Южное Колебание и оказывает влияние на глобальную атмосферу. В рассматриваемом случае у западных берегов Северной Атлантики как бы возникает свой «источник» колебаний, лишь в малой степени реагирующих на указанное дипольное взаимодействие. Это наводит на мысль, что после фильтрации квазидвухлетнего колебания появляется возможность выявления реакции атмосферы средних широт в Европе на аномалии соответствующих процессов в Северной Атлантике. Для исходных данных такой «сигнал» оказывался пренебрежимо малым по сравнению с мощной реакцией всей климатической системы на аномалии соответствующих процессов в тропиках Тихого океана.

Дальнейший анализ развития процессов в Северной Атлантике (см. рис. 5, б, в) показывает, что после прохождения положительной аномалии через всю Европу к Аравийским пустыням область воздействия отрицательной аномалии, охватывающей северные районы Атлантики (см. рис. 5, б), распространяется на более широкую область вплоть до северо-западных районов Азии (см. рис. 5, в). Одновременно на рис. 5, в можно видеть появление двух дополнительных кластеров к северу и к югу от данного обширного образования: к се-

веру (район холодного Лабрадорского течения) с отрицательным знаком, а к югу (район Гольфстрима) — с положительным. Существование подобной ситуации побуждает поставить вопрос: не является ли рассматриваемое сочетание аномалий (разных знаков) у западных берегов Северной Атлантики специфическим «дипольным» механизмом, поддерживающим дистанционные воздействия Северной Атлантики на Европу? Сравнение рис. 5, в и г подтверждает высказанную ранее [27] гипотезу об определяющем влиянии ЭАЗО Гольфстрима на средние широты Европейского континента. Это сравнение показывает, что появившаяся в районе Гольфстрима (см. рис. 5, в) положительная аномалия увеличивает через 4 мес (см. рис. 5, г) свою величину в 2 раза и расширяет область своего воздействия вплоть до берегов Европы.

За счет чего происходит подобная интенсификация рассматриваемой аномалии? Из сравнения рис. 5, в и г можно убедиться, что эта аномалия «подпитывается» за счет пассатных ветров в Карибском море, которые «отдают свою энергию» (см. рис. 5, г), приводя к возникновению отрицательной аномалии во всей области тропиков Атлантического океана. Образование этой аномалии можно объяснить исходя из высказанной в работе [25] гипотезы о перетоке холодных вод Атлантического океана через экватор. Одновременно активизируется «арктическая ветвь» отрицательной аномалии за счет аккумуляции (запасания) энергии в самом Гольфстриме и ослабления его воздействия у северных берегов Европы.

Если сравнить рис. 5, а и г, то можно увидеть, что картина распределения аномалий в районе Северная Атлантика—Европа в целом изменилась

незначительно, но аномалии изменили знак на противоположный. Поскольку временной интервал между данными рис. 5, *a* и *г* составляет 12 мес, такое «подобие» распределений свидетельствует либо о неполной фильтрации квазидвухлетнего колебания (что маловероятно, поскольку выбирались специальные «хорошие» фильтры), либо о воздействии годового хода, слабо проявляющегося в исходных собственных распределениях векторов, но после фильтрации основного пика квазидвухлетнего колебания по амплитуде сравнимого с ним. Причем это годовое колебание типа стоячих волн, когда изменяется знак колебаний при слабом изменении амплитуды в районе Северной Атлантики.

В дальнейшем (см. рис. 5, *д*) в районе Северной Атлантики система ведет себя примерно так, как это отмечалось при переходе от 21-го к 25-му месяцу наблюдений, но происходит изменение знаков соответствующих аномалий. При этом следует отметить, что подобная внутренняя квазициклическая существует для основного энергонесущего компонента аномалий, когда в целом для всего земного шара энергетика таких колебаний ослабляется (классы 1–5 на рис. 4). Подобное обстоятельство подтверждает тот факт, что по всему земному шару колебания с периодом  $\sim 1$  год значительно менее вероятны, чем для Северной Атлантики (ср. кривые на рис. 3: для периода 12 мес амплитуда всех трех коэффициентов в случае всего земного шара меньше, чем для Гольфстрима).

Т. Наказава [117] проанализировал внутрисезонную изменчивость среднесуточных значений УДР по данным спутников NOAA за период с января по ноябрь 1979 г., осредненным по квадратам  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Расчеты частотных спектров по методу

максимальной энтропии выявили наличие 30—60- и 15—25-суточных периодов. Мощные пики 30—60-суточных периодов наблюдаются в регионе от юга Индонезии до севера Австралии в период лета Южного полушария, а также над южной Азией (летом в Северном полушарии).

Сопоставление данных о внутрисезонной изменчивости УДР и активности тропических циклонов показало, что, как правило, в период лета обоих полушарий образование и развитие тропических циклонов совпадает с активными фазами внутрисезонных вариаций УДР. Наблюдается отчетливая модуляция короткопериодических (3—10 сут) флуктуаций УДР с периодом 30—60 сут, соответствующим внутрисезонной изменчивости. Амплитуда модуляции возрастает (убывает) в периоды интенсификации (ослабления) внутрисезонных вариаций. Отчетливо проявляется перемещающаяся на восток волновая компонента с волновым числом 1, соответствующая модуляции 3—10-суточных флуктуаций с периодом 30—60 сут.

Т. Вондер Хаар [173] сделал обзор данных спутниковых наблюдений протяженности, суточного хода и межгодовой изменчивости слоистых облаков, возникающих вблизи верхней границы пограничного слоя атмосферы над океаном, и предпринял анализ изменчивости РБЗ и его компонентов, который показал, что протяженная слоистая облачность над океаном играет ключевую роль как фактор глобального энергетического баланса.

Уже первоначальный анализ результатов спутниковых наблюдений РБЗ выявил наличие значительной зависимости РБЗ от долготы в тропиках и субтропиках, выражающейся в существовании аномалий в таких регионах, как Сахара и зона Индийского муссона. Сильное влияние на РБЗ

оказывает протяженная слоистая облачность, формирующаяся над зонами холодных течений вблизи западных побережий континентов, где межгодовая изменчивость РБЗ оказывается более существенной, чем в регионе Сахары.

Анализ среднегодового глобального поля РБЗ по данным спутника «Нимбус-7» выявил наличие волновой структуры в Южном полушарии с минимумами в зонах слоистой облачности, характеризующимися специфическим годовым ходом РБЗ, УДР и альбедо системы. Для понимания природы наблюдаемой изменчивости РБЗ необходимо получение данных о радиационном балансе поверхности океана и накопление глобального массива характеристик облачного покрова (оптической толщины, водности, микроструктуры и др.) с применением соответствующих методик дистанционного зондирования.

### **3. Поле уходящей длинноволновой радиации как источник информации о дистанционных связях**

Снова возвращаясь к анализу полей УДР, отметим, что за последние годы сильно возрос интерес к колебаниям климата для разных характерных масштабов времени: месяцы, сезоны, несколько лет. Стало ясно, что они вовлекают не только глобальную атмосферу, но и океан, т. е. по сути дела всю климатическую систему. В частности, многие исследования выявили взаимосвязи между аномалиями глобальной атмосферной циркуляции в масштабах времени от сезона до нескольких лет и аномалиями температуры поверхности океана  $T_0$  в тропиках. Кроме того, появление необычно теплых (или холодных) поверхностных водных масс в

тропических океанах связано с изменениями в режиме приземного ветра. Таким образом, существует взаимодействующая система, состоящая из глобальной атмосферы, на которую воздействуют аномальные температуры на поверхности тропического океана, и тропического океана, который реагирует на аномальные воздействия измененной атмосферной циркуляции.

Тропическая атмосфера функционирует подобно гигантской тепловой машине, влияющей на всю глобальную атмосферу. Основная особенность тропической атмосферы заключается в том, что ее нагревание сопровождается высвобождением тепла в облаках за счет скрытой теплоты. Спутниковые наблюдения компонентов РБЗ позволяют исследовать соответствующие физические процессы. Высвобождение тепла связано с образованием осадков, являющихся проявлением развития облачности.

Имеющиеся в настоящее время доказательства существования связей между аномалиями глобальной циркуляции атмосферы в масштабах времени от сезона до года с аномалиями  $T_0$  в тропиках обуславливают особую важность спутниковых наблюдений. Известно, например [9, 115], что засухи на северо-востоке Бразилии коррелируют с аномалиями  $T_0$  в тропиках Атлантического океана и с изменениями интенсивности осадков во время Индийского муссона, а сильные осадки в районе Перу и засухи в Индии и Китае — с аномалиями в тропических районах Индийского и Тихого океанов. Несомненно, таким образом, приоритетная важность спутниковых наблюдений компонентов радиационного баланса и облачности.

Для выявления дистанционных связей по данным об аномалиях УДР важно понять общие закономерности глобального поля УДР. Осуществлен-

ная Д. Смитом и Т. Бессом [158] обработка данных по УДР, полученных с использованием установленного на спутнике «Нимбус-6» широкоугольного радиометра, позволила получить сведения о глобальном поле среднемесячных значений УДР за 1 год (июль 1975 г.—июнь 1976 г.)  $M(\theta, \varphi, t)$ , представленных в виде 12-членного разложения по сферическим функциям  $Y_n^m(\theta, \varphi)$ , что соответствует пространственному разрешению данных около  $15^\circ$  широты:

$$M(\theta, \varphi, t) = \sum_{(n, m)} b_n^m(t) Y_n^m(\theta, \varphi),$$

где  $\theta$  — дополнение до широты;  $\varphi$  — долгота;  $t$  — время. Порядок сферической функции  $m$  представляет собой долготное волновое число, а степень  $n$  — двумерное «сферическое волновое число». Величина  $(m-n)$  определяет число узловых точек в интервале от полюса до полюса и является индексом меридиональной асимметрии поля УДР. Комплексные коэффициенты разложения  $b_n^m(t)$  (их вещественная и мнимая части обозначаются соответственно как  $C_n^m$  и  $S_n^m$ ) описывают временную изменчивость поля УДР. Для точки с географическими координатами  $\theta_s, \varphi_s$

$$b_n^m = \frac{1}{\lambda_n} \int_{\varphi_s=0}^{2\pi} \int_{\theta_s=0}^{\pi} (Y_n^m)^*(\theta_s, \varphi_s) W(\theta_s, \varphi_s) \times \\ \times \sin \theta_s d\theta_s d\varphi_s,$$

где звездочка означает комплексно-сопряженную функцию;  $\lambda_n$  — собственные числа;  $W$  — непосредственно измеряемая величина УДР:

$$W(\theta_s, \varphi_s) = \frac{1}{\pi} \int R(\theta) g(\alpha) M(\theta, \varphi, t) dW;$$

$R(\theta)$  — угловое распределение интенсивности УДР;  $g(\alpha)$  — угловая зависимость чувствительности радиометра; интегрирование охватывает поле зрения радиометра. Степень изменчивости УДР характеризуется величиной

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n b_n^m (b_n^m)^*.$$

Характеристикой пространственных вариаций служит спектральная мощность, представляющая собой квадрат евклидовой нормы УДР. На основе использования значений степени изменчивости как индикаторов вариаций УДР в пространстве волновых чисел изучены закономерности трансформированной пространственно-временной изменчивости глобального поля УДР. В работе [158] показано, что главный вклад в изменчивость спектральной мощности определяется меридиональным градиентом УДР (полюс—полюс и экватор—полюс):  $n=1$  и 2 объясняет  $\sim 65\%$  общей изменчивости спектральной мощности. Степень изменчивости более высоких порядков убывает приближенно экспоненциально по мере нарастания степени  $n$ , и поэтому вклад 9—12-й степени в суммарную пространственную мощность составляет меньше 5%.

Значение коэффициента  $C_1^0$ , характеризующего градиент полюс—полюс, синусоидально варьирует с амплитудой  $10,4 \text{ Вт/м}^2$  и обладает систематическим смещением на  $2,3 \text{ Вт/м}^2$ , указывающим на то, что УДР для Северного полушария в среднем больше, чем для Южного. Среднее значение коэффициента  $C_2^0$  (индикатора градиента экватор—полюс) равно  $-25,5 \text{ Вт/м}^2$  при очень малой изменчивости этого коэффициента. Среднегодовое распределение УДР объясняет 78% пространственно-

временных вариаций, а доля годового хода составляет 17%. Зональные компоненты, описывающие широтные вариации зональных средних значений, охватывают  $80 \pm 8\%$  пространственной мощности. Двенадцать тессеральных членов низких порядков и степени объясняют примерно  $1/4$  остающейся изменчивости среднегодовых значений и  $1/3$  годового хода. Авторы [158] построили глобальные карты годового хода, анализ которых обнаружил обширные регионы Мирового океана в полосе широт  $55^\circ$  ю. ш.—  $30^\circ$  с. ш., где значения этих компонентов меньше  $10 \text{ Вт/м}^2$ . Однако над континентами они возрастают до  $30\text{--}40 \text{ Вт/м}^2$ . Была разработана простая нестационарная модель меридиональной изменчивости УДР, основанная на суперпозиции среднегодового распределения и годового хода с учетом зависимости от широты, синусоидально варьирующей со временем с отставанием на 34 сут от склонения Солнца. Долготная изменчивость УДР сильнее и сложнее в Северном полушарии, чем в Южном.

Неожиданным оказалось то, что в Северном полушарии летом более значительна изменчивость УДР с долготой, чем с широтой. Наблюдается примерно экспоненциальное уменьшение мощности долготного спектра УДР с ростом волнового числа. В июле имели место очень интенсивные волны с волновыми числами  $k=1$  и  $2$  в широтном поясе  $20^\circ\text{--}50^\circ$  с. ш., а вблизи экватора доминировали волны с  $k=1, 2$  и  $3$ , что обусловлено влиянием пустынь и обширных районов облачности с высокой верхней границей. Замечена также сильная волна с  $k=1$  вблизи  $75^\circ$  ю. ш., связанная с воздействием Антарктического плато. В январе сформировались мощные волны с  $k=1\div 4$  в полосе от экватора до  $20^\circ$  ю. ш. и интенсивная волна с  $k=1$  у

80° с. ш., обусловленная влиянием Гренландии.

Как отметил Т. Бесс [51, 52], главные зоны изменчивости УДР связаны с узкой полосой центров низкого давления, охватывающей регионы Южной Америки, Индонезии и Африки, где формируются минимумы УДР, обусловленные воздействием облачности ВЗК. Изменчивость УДР является главным образом следствием сильного годового хода осадков, возникающего в результате крупных смещений структур общей циркуляции атмосферы и изменений межполушарного переноса.

По данным широкоугольного датчика УДР за период с июля 1975 г. по конец июня 1978 г. («Нимбус-6») Бесс [51] предпринял изучение зональной и полушарной изменчивости УДР с целью ее разделения на компоненты, соответствующие дню и ночи, а также пространственным и временным вариациям.

Анализ данных за июль 1975 г. и январь 1976 г. для 35 широтных зон шириной 5°, расположенных в диапазоне 80° ю. ш.—80° с. ш., показал, что изменчивость УДР между отдельными регионами широтной зоны (пространственная изменчивость) в июле в тропиках сильнее днем, чем ночью. Пространственно-временная изменчивость в пределах отдельного региона (названная временной) в тропиках, как правило, сильнее летом (противоположная ситуация имеет место в Антарктике). В январе наблюдаются два максимума пространственной изменчивости в тропиках обоих полушарий: 140 Вт/м<sup>2</sup> (10° с. ш.) и 190 Вт/м<sup>2</sup> (8° ю. ш.). Поскольку максимум суммарной изменчивости УДР смещается в годовом ходе между экватором и 30° с. ш., это означает, что изменчивость сосредоточена в основном в Северном полушарии, где

значительнее проявляются вариации температуры континентов.

Пространственная изменчивость УДР между широтными зонами полушарий имеет четкий годовой ход с максимумом зимой. Она значительно сильнее (исключая период декабря—февраля) в Южном полушарии, что определяется прежде всего двумя причинами: 1) более существенным контрастом УДР области экватор—полюс в Южном полушарии; 2) меньшей изменчивостью поля УДР в период декабря—февраля в Южном полушарии, когда все оно освещается Солнцем, тогда как часть Северного полушария находится в условиях полярной ночи (естественно, что противоположная ситуация имеет место в июле—августе). В обоих полушариях дневная изменчивость УДР существенно превосходит ночную. Временная изменчивость УДР в пределах фиксированных широтных зон, осредненная по полушариям, характеризуется годовым ходом с большей изменчивостью в период июля—ноября в Северном полушарии и сближением уровней изменчивости в течение остальной части года.

По данным о среднемесячных и сезонных значениях УДР, которые были восстановлены с использованием результатов наблюдений УДР в окне прозрачности атмосферы с помощью устанавливаемых на спутниках NOAA сканирующих радиометров, Д. Уинстон [179] изучил аномалии УДР в умеренных и тропических широтах обоих полушарий в период ПГЭП (1979 г.) относительно средних значений за 8—9 лет начиная с 1974 г. Как правило, аномалии УДР в 1979 г. были умеренными, особенно по сравнению с 1982—1983 гг., когда имела место необычная интенсификация явления Эль Ниньо—Южное Колебание, и последую-

щим 1983—1984 гг. Тем не менее в отдельные месяцы и сезоны наблюдались отчетливые аномалии, среди которых особенно обращает на себя внимание отрицательная аномалия УДР вблизи экватора в центральной части Тихого океана, проявлявшаяся в течение большей части года и представлявшая собой продолжение явления Эль Ниньо—Южное Колебание, которое имело место в 1976—1977 гг. Заметной была также положительная аномалия летом в регионе Индии, обусловленная ослаблением муссона в период ПГЭП.

Внутрисезонная изменчивость общей циркуляции атмосферы характеризуется очень большим разнообразием. В этой связи первостепенное значение для среднесрочных и долгосрочных прогнозов погоды имеет выявление преобладающих пространственных мод изменчивости атмосферы. Наиболее ярким проявлением подобной моды межгодовой изменчивости является Южное Колебание, исследованию роли которого уделялось за последнее время большое внимание. Поскольку вопрос о внутрисезонной изменчивости оказался менее изученным, К. Вейкман [177] предпринял анализ такого рода глобальной изменчивости в масштабах времени от 30 до 90 сут в терминах эмпирических ортогональных функций по осредненным за 5 сут данным спутниковых наблюдений УДР и глобальных карт Национального метеорологического центра США (поля ветра на уровнях 850 и 250 гПа) в периоды зим (ноябрь—март) с 1974/75 по 1979/80 гг.

Полученные в работе [177] результаты свидетельствуют о том, что имеет место тесная связь между модами общей циркуляции атмосферы, характеризующими внутрисезонные сжатия и расширения осредненных по времени поясов струй-

ных течений умеренных широт (и флуктуации тропической циркуляции), и модами УДР, отображающими прежде всего изменчивость облачности в тропосфере. При этом собственные векторы уходящей радиации (СВР) и циркуляции (СВЦ) рассматриваются как описываемые флуктуациями в масштабах времени 1—4 мес и пространственными структурами с волновыми числами 1 и 2. Второй и третий собственные векторы циркуляции (СВЦ-2 и СВЦ-3), которые описывают стоячие волны в умеренных широтах, интерпретируются как циклы индексов внетропического поля ветра с волновыми числами 2 (СВЦ-2) и 1 (СВЦ-3), тогда как СВР-2 и СВР-4 характеризуют крупномасштабную изменчивость поля облачности в тропиках.

Фаза зональных волн по долготе такова, что большая часть изменчивости в умеренных широтах сконцентрирована в полосах струйных течений умеренных широт. Для некоторых зим типично преобладание определенных мод и нерегулярных осцилляций (например, СВЦ-2 в 1975/76 и 1976/77 гг.), в другие зимы наблюдаются регулярные осцилляции коэффициента моды (например, СВЦ-3 в 1974/75 и 1978/79 гг.; СВЦ-2 в 1977/78 г.), но случаются и такие зимы, когда проявляются как преобладающие нерегулярные осцилляции (например, СВЦ-3 в 1975/76 г. и СВЦ-? в 1979/80 г.).

Сравнение временных рядов СВЦ-2 и СВЦ-3 с рядами СВР-2 и СВР-4 выявило наличие сходных осцилляций. В периоды зим 1974/75, 1977/78 и 1978/79 гг. наблюдалось отчетливое перемещение облачности на восток (из региона Африки к центру тропического пояса Тихого океана), но в другие зимы оно не проявлялось достаточно ясно.

Большие осцилляции любых собственных векторов циркуляции неизменно сопровождаются сильной изменчивостью собственных векторов УДР. В дальнейшем планируется детальный анализ случаев отчетливо выраженных внутрисезонных осцилляций СВЦ (например, СВЦ-2 в 1977/78 г. и СВЦ-3 в 1978/79 г.) в целях более обстоятельного рассмотрения соотношений между двумя модами циркуляции и модой облачности в тропиках.

По-видимому, наиболее важный результат выполненного Вейкманом [177] исследования состоит в выявлении сходных мод циркуляции в масштабах межгодовой и внутрисезонной изменчивости. Это означает, что могут существовать механизмы внутренней динамики общей циркуляции атмосферы, определяющие внутрисезонную изменчивость, которые играют роль, подобную воздействию аномалий температуры поверхности океана на формирование межгодовой изменчивости климата. В связи с этим большой интерес представляет дальнейший анализ соотношений между модами УДР и общей циркуляции атмосферы, а также крупномасштабными изменениями облачности в тропиках, характеризующими вариации затрат тепла на испарение, и внетропическими струйными течениями в масштабах времени как межгодовой, так и внутригодовой изменчивости. Подобный анализ должен способствовать более глубокому выявлению механизмов крупномасштабной изменчивости и ее преобладающих мод.

Не вызывает сомнений, что наблюдавшееся в 1982—1983 гг. явление Эль Ниньо представляло собой одно из наиболее мощных возмущений современного глобального климата, которое сопровождалось такими событиями, как засухи в Южной Африке, Индонезии и Австралии, наводнения

в Эквадоре и Перу, интенсивные тропические циклоны над Французской Полинезией и Гавайскими островами и др. В связи с этим Ф. Ардануй и Х. Кайл [45] предприняли анализ массива данных измерений УДР, полученного за 41 мес (январь 1980 г.— октябрь 1983 г.) с помощью установленных на спутнике «Нimbus-7» широкоугольных датчиков, путем построения глобальных карт среднемесячных величин УДР, которые подверглись обработке (аппроксимации в форме разложения по сферическим гармоникам), обеспечившей повышение пространственного разрешения данных (угловой радиус поля зрения широкоугольных датчиков по половинной мощности составляет  $7^\circ$ ). При осреднении за месяц погрешность восстановленных значений УДР составляет  $8 \text{ Вт/м}^2$ . Достигнутое пространственное разрешение позволяет распознавать пространственные неоднородности, характеризующиеся меридиональными длинами волн более  $3000 \text{ км}$  и зональными волновыми числами менее  $7$ .

Рассмотрение карт УДР и их аномалий (определенных по отношению к «фоновым» значениям за период с июня 1980 г. по май 1982 г.) привело к выводу о наличии следующих четырех мод пространственной изменчивости УДР: 1) начало развития Эль Ниньо (июль—сентябрь 1982 г.), для которого типичны лишь слабые аномалии; 2) интенсификация Эль Ниньо (октябрь 1982 г.— январь 1983 г.), когда возникла сильная отрицательная аномалия УДР ( $-50 \text{ Вт/м}^2$ ) в районе Аравийского моря и аномалия над центральной частью тропического пояса Тихого океана усилилась до  $-60 \text{ Вт/м}^2$ ; сформировался дуплет положительных аномалий, расположенных к северу и к югу от тихоокеанского экваториального очага

осадков; в январе аномалии УДР достигали максимального уровня (до  $-88 \text{ Вт/м}^2$ ) в экваториальном поясе Тихого океана; 3) расширение региона Эль Ниньо (февраль—май 1983 г.), проявившееся в распространении отрицательной аномалии УДР над экваториальным поясом Тихого океана к востоку до побережья Южной Америки; 4) распад Эль Ниньо (июнь—сентябрь 1983 г.).

Разложение в ряд по сферическим гармоникам создало основу для анализа временных рядов нескольких первых гармоник, имеющих простой физический смысл: нулевой (глобальное осреднение), первой (межполушарный градиент) и второй (градиент экватор—полюс). Каждый из рядов этих величин отображает наличие возмущающего воздействия Эль Ниньо. Изменчивость глобально осредненной УДР характеризуется двумя характерными особенностями: отрицательным знаком аномалии (до  $-3 \text{ Вт/м}^2$ ) в течение почти всего периода аномалии, но возрастанием УДР примерно на  $1 \text{ Вт/м}^2$  (следовательно, усилением потери энергии Землей) в течение короткого интервала максимума Эль Ниньо (в это время происходит также изменение знака межполушарного градиента УДР и градиента экватор—полюс).

В период максимума Эль Ниньо (январь 1983 г.) отчетливо проявляются дистанционные связи в глобальных масштабах, достигающие умеренных широт (особенно в западной части США). Данные табл. 13 характеризуют зависимость максимальной амплитуды аномалий от пространственных масштабов. Как видно, амплитуда аномалий убывает почти на порядок величины при переходе от регионального к зональному осреднению (это обусловлено взаимной компенсацией аномалий на разных долготах) и еще на порядок

Таблица 13

Зависимость максимальной амплитуды аномалий  
(в  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) от масштаба

Масштаб	Аномалия	
	положительная	отрицательная
Региональный	65	-88
Зональное осреднение	17	-10
Градиент		
экватор-полюс	0,5	-1,5
межполушарный	0,5	-2
Глобальное осреднение	1	-2

величины при последующем глобальном осреднении (в данном случае проявляется взаимная компенсация аномалий на различных широтах).

По данным наблюдений УДР с помощью сканирующей аппаратуры спутников NOAA, осредненным на сетке  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , Н. Тинг и Г. Хант [170] проанализировали аномалии глобального поля УДР (рассматривались среднемесячные или среднесезонные значения) после явлений Эль Ниньо в 1976–1977 и 1982–1983 гг. В работе [170] приведены глобальные карты аномалий УДР для зим 1977 и 1983 гг., отображающие воздействие Эль Ниньо на формирование общей циркуляции атмосферы и различия интенсивности двух рассматриваемых явлений. Если в 1977 г. максимальные аномалии составляли  $5-10 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , то в 1983 г. они достигали  $26-30 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . В среднем по данным за 10 лет аномалии УДР находились обычно в пределах  $\pm 30 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , но необычно динамически неактивным оказался год ПГЭП

(1979 г.), когда только в некоторых районах тропиков аномалии превосходили  $\pm 20 \text{ Вт/м}^2$ . Обсуждаемые результаты отображают наличие дистанционного воздействия аномалий в тропиках Тихого океана на глобальную общую циркуляцию атмосферы.

Т. Вондер Хаар и др. [173, 174] проанализировали региональную изменчивость РБЗ и его компонентов, связанную с необычной интенсификацией явления Эль Ниньо—Южное Колебание в 1982—1983 гг., по данным наиболее длинного ряда наблюдений (60 мес) с помощью широкоугольных датчиков РБЗ (пространственная разрешающая способность около 1500 км), установленных на спутнике «Нимбус-7». Рассмотрение среднемесячных значений РБЗ и его компонентов, подвергшихся специальной обработке в целях повышения их пространственной разрешающей способности, показало, что обсуждаемая аномалия Эль Ниньо—Южное Колебание вызвала сильные изменения УКР и УДР, которые не были полностью взаимно компенсирующимися; наблюдалась также и значительная изменчивость РБЗ.

Поскольку проблема калибровки датчиков РБЗ (и связанных с этим систематических погрешностей) все еще остается в значительной степени нерешенной, было осуществлено искусственное приведение среднего за 5 лет положительного РБЗ к нулю путем увеличения среднего альбедо системы на 3,4%. Оценки возможных погрешностей среднемесячных значений РБЗ и его компонентов привели к значению, равному  $7 \text{ Вт/м}^2$ .

Сравнение показало, что даже среднегодовые значения РБЗ за период с ноября 1982 г. по октябрь 1983 г. являются существенно аномальны-

ми, что обусловлено главным образом изменениями облачного покрова (этот вывод становится особенно ясным при анализе данных по альбедо). Статистически существенные аномалии РБЗ достигают  $10 \text{ Вт/м}^2$ , выявляя возрастание РБЗ в восточной части и уменьшение на западе Тихого океана. Анализ временных рядов привел к выводу, что обсуждаемые аномалии РБЗ вызывали прогревание океана в период начальной фазы Эль Ниньо—Южное Колебание (ноябрь 1982 г.) и благоприятствовали поддержанию повышенной температуры океана на заключительной стадии этого явления. Значительная отрицательная аномалия РБЗ наблюдалась в регионе Индонезии, но она не могла существенно повлиять на термику океана ввиду большой глубины перемешанного слоя в этом регионе. Для более полной интерпретации рассматриваемых данных необходимы сведения о количественных характеристиках облачного покрова.

Выполненный за последние годы анализ данных метеорологических наблюдений обнаружил наличие крупномасштабных квазипериодических осцилляций общей циркуляции атмосферы во многих регионах земного шара (особенно в тропиках) при характерных масштабах времени от нескольких недель до нескольких месяцев. В этой связи Т. Кнутсен и др. [91] обсудили статистически существенную внутрисезонную изменчивость общей циркуляции атмосферы, проявляющуюся по спутниковым данным об УДР и обычным данным Национального метеорологического центра США о зональной скорости ветра на уровне 250 гПа в летнее полугодие Северного полушария (1 мая—20 октября), за 9 лет (1974—1983 гг., за исключением 1978 г.).

Анализ 5-суточных средних (пентадных) значений УДР и полей зональной скорости ветра на уровне 250 гПа осуществлен на сетке  $5^\circ \times 5^\circ$  в пределах  $\pm 85^\circ$  широты, но главное внимание уделено тропикам ( $\pm 20^\circ$  широты). При этом предварительно осуществлялось отфильтровывание годового и полугодового хода, а также долговременного тренда и межгодовой изменчивости. В тропиках, где (над океаном) контрасты температуры подстилающей поверхности  $T_s$  малы, максимумы УДР соответствуют зонам интенсивного развития облачности. Поэтому понятия отрицательных (положительных) аномалий УДР (конвективной облачности) можно рассматривать как эквивалентные.

Интерпретация данных об УДР в средних широтах оказывается более сложной. Осредненное за 9 лет поле УДР характеризуется относительно высокими значениями УДР в зонах субтропических поясов высокого давления и над пустынями, где сравнительно слабо проявляется конвективная облачность. В тропиках наиболее мощная облачность и сопутствующие отрицательные аномалии УДР расположены севернее экватора (Африка, Центральная и Южная Америка, Южная Азия). В более высоких широтах происходит уменьшение УДР, обусловленное главным образом понижением температуры подстилающей поверхности.

Кросс-спектральный анализ для полосы частот, охватывающей 1–2-месячные (28–72-суточные) осцилляции, и построение диаграмм Хофмюллера позволили установить, что амплитуда внутрисезонных флуктуаций УДР максимальна в регионах Индийского муссона ( $20^\circ$  с.ш.— $10^\circ$  ю.ш.) и в западном секторе тропического пояса Тихого оке-

ана (к северу от экватора). Эти два региона характеризуются не совпадающими по фазе флуктуациями и, по-видимому, связаны с аномалиями УДР, которые перемещаются на восток со скоростью 3–6 м/с вдоль экватора в диапазоне  $50^{\circ}$ – $160^{\circ}$  в. д.

Данные для более чем 30 случаев указывают на то, что в период мая–октября преобладающий характерный масштаб осцилляций УДР составляет 30–60 сут. Возникновение вблизи экватора распространяющихся на север со скоростью 1–2 м/с аномалий УДР в регионе Индийского муссона также связано с перемещающимися на восток экваториальными аномалиями УДР. Типичной особенностью внутрисезонных флуктуаций зональной скорости ветра на уровне 250 гПа в тропиках является наличие зональной пространственной структуры с волновым числом, равным 1 (исключение составляют тропики Северного полушария в Атлантическом океане, Африке и в регионе Индийского муссона).

Наблюдается распространение аномалий зональной скорости ветра на уровне 250 гПа в восточном направлении в полосе  $0$ – $10^{\circ}$  ю.ш. со скоростью около 6 м/с (диапазон долготы  $40^{\circ}$ – $160^{\circ}$  в.д.) и 15 м/с ( $160^{\circ}$ – $180^{\circ}$  в.д.). Зависимость скорости распространения от долготы может быть отчасти обусловлена долготными вариациями основного состояния поля зонального ветра. 28–72-суточные аномалии вдоль параллелей  $30^{\circ}$  ю.ш. ( $50^{\circ}$  ю. ш.) не совпадают по фазе с тропическими аномалиями указанной скорости ветра над большей частью акваторий Тихого и Индийского океанов. По-видимому, фазовые соотношения между аномалиями УДР и скорости ветра являются динамически согласованными, что, как

правило, проявляется в том, что дивергенция зональной скорости ветра располагается на фланге регионов конвекции.

Хотя перемещение аномалий УДР на восток в поясе  $5^{\circ}$  с.ш.— $5^{\circ}$  ю.ш. не является непрерывным во всем глобальном поясе широт, разбросанные по этому поясу районы существенной когерентности аномалий характеризуются наличием упорядоченной фазовой структуры с зональным волновым числом, равным 1. По-видимому, существует динамическая взаимосвязанность аномалий УДР, обусловленная перемещающимися на восток структурами общей циркуляции атмосферы. Предложенные до сих пор теории связывают их с экваториальными волнами (например, распространяющимися на восток волнами Кельвина) и вынуждающим воздействием тропической конвекции. Возможно, упомянутое перемещение на восток обусловлено распространением на восток компонента общей циркуляции атмосферы, который стимулирует развитие конвекции в районах, где существуют благоприятные для этого условия.

Т. Мураками и др. [116] продемонстрировали информативность поля УДР с точки зрения выявления низкочастотных (30–60-суточных) осцилляций общей циркуляции атмосферы. Для этого соответственно отфильтрованные (в целях выделения 30–60-суточных осцилляций) данные по УДР за 8 лет (1975–1977 и 1979–1983 гг.) аппроксимированы обобщенными эмпирическими ортогональными функциями. Анализ первых двух собственных векторов этих функций свидетельствует о наличии систематического распространения на восток низкочастотных мод в интервале долготы от  $60^{\circ}$  в.д. до линии смены дат (Индий-

ский океан—Западный сектор Тихого океана), где они проявляются наиболее четко (особенно вблизи  $90^\circ$  в. д. и в интервале  $150-180^\circ$  в. д.), но претерпевают значительное ослабление к тому времени, когда они достигают той части Тихого океана, которая расположена к востоку от линии смены дат.

Фаза распространения низкочастотных мод становится беспорядочной над экваториальным поясом Южной Америки—Атлантического океана—Африки. Это обусловлено, видимо, различием по фазе возмущений с зональными волновыми числами 1 и 2 над экваториальной частью Западного полушария. В противоположность этому в зоне экватора Восточного полушария наблюдается синфазность рассматриваемых фурье-компонентов, что определяет четко выраженную консолидированность этих компонентов возмущений в данном случае. В период лета Северного полушария низкочастотные возмущения в поле УДР оказываются наиболее значительными в зоне Бенгальского залива—западного сектора Тихого океана в Северном полушарии и регулярно распространяются на север с фазовой скоростью около  $1,2^\circ$  широты в сутки. Напротив, зимой низкочастотные возмущения поля УДР не претерпевают заметного meridionalного распространения.

Вблизи экватора наблюдается тенденция распространения низкочастотных мод поля УДР на восток как летом, так и зимой, но летом эта тенденция заметна более отчетливо. Иногда даже летом возникает нерегулярное перемещение низкочастотных возмущений УДР. В этих условиях коэффициенты при первых двух собственных векторах оказываются меньшими, чем обычно. Напротив, случаи повышенных значений этих

коэффициентов наблюдаются при ясно выраженном распространении возмущений на восток. Изменение коэффициентов при собственных векторах связано, по-видимому, с модуляцией амплитуды низкочастотных осцилляций, характеризуемых широким интервалом изменчивости периода (30–60 сут). Возможно, такого рода модуляция ответственна за межгодовые и межсезонные различия характеристик (интенсивности, фазы) низкочастотных мод.

Феноменологический анализ циклов низкочастотных (30–60-суточных) осцилляций в атмосфере по данным о полях ветра на уровнях 250–850 гПа и УДР привел к выводу о наличии следующих закономерностей: 1) распространяющихся на восток аномалий конвекции в интервале  $60^{\circ}$ – $160^{\circ}$  в.д.; 2) крупномасштабных (зональные волновые числа, равные 0–2) аномалий субтропической циркуляции; 3) аномалий поля скорости зонального ветра на уровне 250 гПа вблизи областей выхода среднеширотных струйных течений в восточной Азии и Северной Америке. Рассмотрение данных, полученных за три года начиная с сентября 1983 г., обнаружило, что в этот период доминирующей чертой климата было наличие состояния атмосферы, противоположного наблюдаемому в периоды явлений Эль Ниньо—Южное Колебание, что было обусловлено, по-видимому, перераспределением внешнего вынуждающего воздействия (аномалий температуры поверхности океана  $T_0$ ) или внутренней динамикой атмосферы.

В условиях Северного полушария подобные состояния, противоположные наблюдаемым в период явления Эль Ниньо—Южное Колебание, проявляют тенденцию взаимосвязи с аномальны-

ми субтропическими циклонами и сжатым циркумполярным вихрем над (примерно) Западным полушарием. Как показали К. Вейкман и др. [178], в период зимы 1984/85 г. в Северном полушарии на подобное аномальное состояние налагались 30–60-суточные осцилляции и оно усиливалось, когда 30–60-суточные аномалии облачности пересекали регион Индонезии, или переходило в другое состояние, когда экваториальная облачность перемещалась в Западное полушарие. Основной и наиболее устойчивый переход произошел в период конец декабря—начало января при наличии интенсификации конвекции вблизи линии смены дат. Хотя ситуация, наблюдавшаяся в декабре 1984 г.—феврале 1985 г., представляет собой наиболее «чистый» пример 30–60-суточных осцилляций, несомненно, что многие крупные преобразования пространственной структуры сверхдлинных волн в период зим Северного полушария связаны с характерной эволюцией аномалий экваториальной конвекции и субтропической циркуляции.

Аномалии циркуляции, сопровождающие внутрисезонную изменчивость, очень сходны с «циклом» перехода от Эль Ниньо—Южное Колебание к указанному выше противоположному состоянию, причем наблюдается пространственное совпадение внутрисезонных аномалий прогревания атмосферы и выделения скрытого тепла в тропиках. Важное значение 30–60-суточных осцилляций состоит в том, что распространение аномалий конвекции в тропиках происходит по относительно хорошо предсказуемым направлениям и часто связано с относительно предсказуемыми трансформациями сверхдлинных волн в Северном полушарии. Таким образом, при определенных обстоятельствах оказывается возможным прогноз

наиболее существенных изменений циркуляции в Северном полушарии. Большую роль должны сыграть в связи с этим соответствующие численные эксперименты.

В связи с тем что анализ пространственно-временной изменчивости глобального поля УДР выявил наличие «качелеобразных» осцилляций интенсивности конвекции в центральной части экваториальной полосы широт Тихого океана и в районе Индонезии с характерными периодами порядка 2–3 мес и масштаба межгодовой изменчивости, К.-М. Лау и П. Чан [103, 104] высказали предположение, что 2–3-месячные осцилляции могут быть связаны с обнаруженными Мадденом и Джулианом (1971–1972 гг.) 40–50-суточными осцилляциями в атмосфере типа волн Кельвина. С этой целью были рассмотрены так называемые 40–50-суточные осцилляции (в действительности характерный период внутрисезонных осцилляций может варьировать в довольно широких пределах) по данным спутников NOAA об УДР за 7 полугодовых (ноябрь–апрель) интервалов в период 1974–1983 гг. для региона, охватывающего тропические и внетропические широты Тихого океана, а также Индийский океан ( $40^\circ$  с.ш.— $40^\circ$  ю.ш.,  $60^\circ$  в.д.— $60^\circ$  з.д.). Аномалии УДР определялись по отношению к среднесезонным значениям. Путем скользящего осреднения за 5 сут были отфильтрованы короткопериодные флуктуации.

Анализ данных о поле УДР, аппроксимированных в форме разложения по эмпирическим ортогональным функциям, а также представленных в виде корреляционных связей по отношению к фиксированной точке, показал, что доминирующим компонентом внутрисезонной изменчивости УДР, отображающим вариации конвекции в тро-

пиках, являются 40–50-суточные осцилляции. Эти осцилляции проявляются как зонально ориентированный диполь, перемещающийся на восток со скоростью около 4–5 м/с над экваториальной полосой Индийский океан—западная часть Тихого океана, но останавливающийся и интенсифицирующийся, как только он достигает восточной периферии Индонезии и центральной части Тихого океана. Когда один из центров диполя формируется над Индонезией, связанная с ним аномальная конвекция распространяется от экватора на юго-запад от Северной Австралии до умеренных широт Южного полушария.

Осцилляции, периоды которых варьируют в широких пределах — от 30 до 60 сут, видимо, оказывают сильное воздействие на изменчивость циркуляции Уолкера и ВЗК в Тихом океане Южного полушария. Наблюдается отчетливая связь структур внутритропических аномалий поля УДР с 40–50-суточными осцилляциями. Если центры диполя находятся над Индийским океаном и западной частью экваториальной полосы Тихого океана, то главные центры аномальной конвекции располагаются в азиатском секторе дипольной структуры. Если же эти центры смещены на 3–4 тыс. км (т. е. примерно на  $1/4$  длины волны) на восток, в сторону Индонезии и центральной части экваториального пояса Тихого океана, то наиболее существенно проявляющиеся внутритропические возмущения имеют место в восточном секторе Тихого океана в Северном полушарии.

Подобные структуры отображают возможную связь между тропическими и внутритропическими системами конвекция—циркуляция. «Качелеобразная» изменчивость тропических источников (стоков) тепла позволяет предположить, что внутро-

пические аномалии, возникающие за счет возмущающего воздействия тропиков, связаны с изменчивостью притоков тепла в тропиках в целом, но не с локальными возмущениями. Имеются данные наблюдений, свидетельствующие о возможной связи между 40—50-суточной модой и внутри- и межгодовой изменчивостью конвекции в тропиках. Оказалось, в частности, что сильные флуктуации среднемесячных значений УДР в западной и центральной частях Тихого океана обусловлены главным образом модуляцией за счет 40—50-суточной осцилляции в этих регионах.

В работе [103] проанализированы возможные связи между этой осцилляцией и явлением Эль Ниньо—Южное Колебание. Вполне вероятно, что сильная аномалия циркуляции в период Эль Ниньо—Южное Колебание обусловлена усилением первоначальной аномалии, связанной с 40—50-суточной модой, за счет интенсификации взаимодействия атмосферы и океана. Важное значение имеет накопление все большего объема данных, отображающих наличие квазисорокасуточных осцилляций давления на уровне моря в тропиках Индийского океана и в восточном секторе Тихого океана. Эти данные указывают на возможную связь между тропическим океаном и расположенной над ним атмосферой в рассматриваемых масштабах времени. Пока остается неясным, существует ли взаимосвязанность тропического океана и атмосферы в масштабах времени порядка 40—50 сут, тогда как в масштабах времени явления Эль Ниньо—Южное Колебание подобная взаимосвязанность проявляется отчетливо. Ключом к решению вопроса может оказаться сходство пространственных масштабов и происхождения 40—50-суточных волн и аномалий УДР в периоды Эль Ниньо—Южное Колебание.

#### 4. Радиационный баланс Земли как энергетическая основа общей циркуляции атмосферы и океана

Принципиально важное значение имеет объединение результатов численного моделирования физических процессов в системе подстилающая поверхность—атмосфера и данных дистанционного зондирования системы. Подобное объединение возможно на основе концепции ЭАЗО, проявляющихся как в результатах моделирования, так и при анализе временных рядов спутниковых наблюдений РБЗ.

Энергобаланс системы можно представить в виде

$$\partial E/\partial t = R - \operatorname{div} T_a - \operatorname{div} T_o,$$

где  $E$  — полная энергия, равная сумме потенциальной, внутренней и кинетической энергий;  $R$  — РБЗ; векторы  $T_a$  и  $T_o$  характеризуют динамические эффекты (перенос энергии) соответственно в атмосфере и океане. Для всего земного шара интеграл от дивергенции обращается в нуль и тогда

$$\partial E/\partial t = R.$$

Для достаточно длительных промежутков времени среднеглобальный коротковолновый компонент РБЗ (поглощенная солнечная радиация) уравнивается его длинноволновым компонентом (УДР) и имеет место энергетический баланс ( $R=0$ ). Если  $\partial E/\partial t=0$ , то

$$R = \operatorname{div}(T_a + T_o).$$

В качестве примера на рис. 6 приведены значения

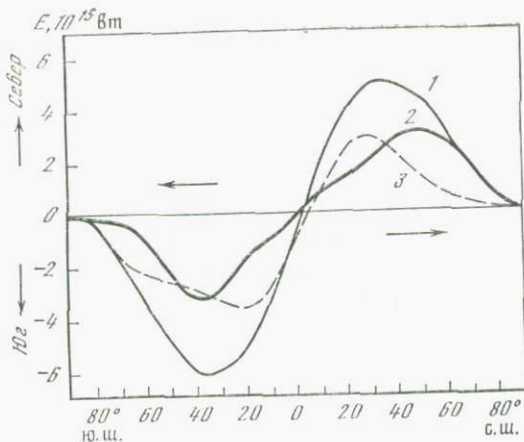
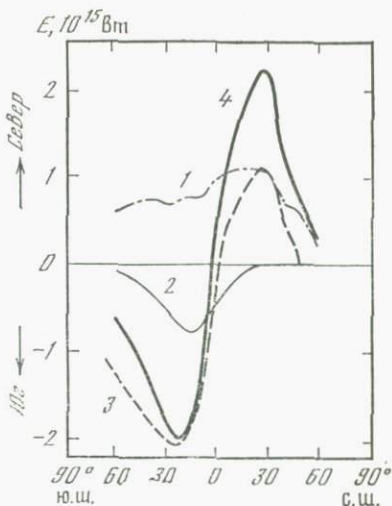


Рис. 6. Зонально осредненные профили переноса энергии к полюсам в системе океан-атмосфера (1), рассчитанные по радиационным данным, в атмосфере (2) из данных радиозондирования и в океане (3)

Все кривые соответствуют среднегодовым условиям. Положительные значения характеризуют перенос энергии к северу. Стрелки указывают направление переноса энергии

суммарного переноса энергии в системе для среднеглобальных среднегодовых условий [125], полученные на основе анализа спутниковых данных по РБЗ. Приведены также результаты вычислений переноса энергии в атмосфере на основе данных радиозондирования атмосферы. Перенос энергии в океане (см. рис. 6) рассчитан как разность соответствующих переносов в системе и в атмосфере. На рис. 7 воспроизведены аналогичные рис. 6 результаты для отдельных частей Мирового океана, полученные на основе независимых судовых измерений [81]. Вызывает интерес существенное отличие

Рис. 7. Профили энергии [81], аналогичные приведенным на рис. 6, полученные расчетным путем из условий баланса тепла на поверхности для Атлантического (1), Индийского (2), Тихого (3) океанов и всего Мирового океана (4)



кривых (см. рис. 7) для Атлантического океана по сравнению с другими. Задачей последующих исследований должен стать более глубокий анализ атмосферно-океанической «тепловой машины» с тем, чтобы понять физические основы «разбаланса» энергии, наиболее характерного для ЭАЗО и прилегающих к ним акваторий Мирового океана.

Остановимся далее на результатах анализа спутниковых данных по РБЗ, которые свидетельствуют о «прогностической ценности» этих данных.

С точки зрения динамики атмосферы и теории климата перспективной следует считать возможность использования для прогностических целей сдвиговых корреляций. Как следует из работы [84], дистанционные связи типа Тихий океан — Северная Америка имеют природу, близкую к баротропной. К.-М. Лау и Г. Лим [105] показали, что, по-видимому, баротропные структуры появля-

ются за счет неадиабатических источников нагревания в тропиках. В зависимости от среднего потока энергии атмосферный отклик в этом случае состоит либо из одиночных распространяющихся радиационных мод типа волн Россби, когда проявления вынуждающих воздействий тропиков «приглушены» или ослаблены в западных (средних) ветрах, скорость которых находится в пределах фазовой скорости свободных волн Россби, либо из нерадиационных мод типа волн Кельвина. Подобная реакция атмосферы на возмущения включает в себя внешние или внутренние моды волновых образований с большими фазовыми скоростями. Характерное время отклика соответствует 1 сут. Это время, предсказываемое теорией [105], существенно отличается от характерного времени (порядка двух сезонов) для дистанционных связей тропики—тропики при нулевом сдвиге (нерадиационные моды) и для связей тропики—средние широты (радиационные моды).

Обсуждаемые расхождения связаны, как показано в работе [146], с тем, что дистанционные связи тропики—средние широты проявляются в Северном полушарии заметным образом только зимой. С этой точки зрения упомянутые связи представляют собой лишь часть приспособления всей системы к воздействию тропиков, а эти воздействия связаны с сезонной миграцией полей восточных и западных ветров в верхних слоях атмосферы.

В работах [118, 146] отмечено, что некоторые аномалии планетарного масштаба, такие, как миграция к экватору струйных течений и др., возникают в те осенние сезоны, которые предшествуют суровым зимам в Северной Америке. Д. Хорел и Д. Уоллес [84] показали, что в зимние месяцы

после Эль Ниньо отмечается аномально сильная конвекция над Тихим океаном, способствующая распространению конвективных движений к востоку.

Имеются и другие доказательства взаимосвязи Южного Колебания, условий увлажнения в тропиках и суровых зим в Северном полушарии [85, 176].

## 5. Проблема предсказуемости

Изложив соображения об интерпретации аномалий УДР, обратимся к проблеме предсказуемости в связи с дистанционными связями аномалий УДР.

Мерой отношения сигнал/шум для временного ряда  $X(t)$  на основе  $Y(t)$  является отношение наблюдаемых коэффициентов сдвиговой корреляции  $R_{XY}$  (при временном сдвиге  $\tau$ ) к стандартному отклонению ковариации  $SD$  [102]:

$$\alpha_{XY}(\tau) = \frac{R_{XY}(\tau)}{SD[R_{XY}(\tau)]}.$$

Если независимые процессы являются марковскими первого порядка, то это отношение можно представить в виде

$$\alpha_{XY}(\tau) = R_{XY}(\tau) \left[ \frac{2}{N_{XY} \{1 - \exp[-(\lambda_X + \lambda_Y)\tau]\}} \right]^{-1/2},$$

где  $N_{XY}$  — эффективное число пар процессов  $X(t)$  и  $Y(t)$ , которые предполагаются авторегрессионными (марковскими) при отсутствии корреляции между ними;  $\lambda_X$  и  $\lambda_Y$  — показатели степени в экспонентах, характеризующих убывание дисперсий  $\sigma_X^2$  и  $\sigma_Y^2$ . Предсказуемость  $P_{XY}(\tau)$  процесса  $X(t)$

по  $Y(t)$  при временном сдвиге  $\tau$  определяется как

$$\begin{aligned}
 P_{XY}(\tau) &= \frac{\alpha_{XY}(\tau)}{\alpha_{XY}(0)} = \\
 &= \frac{R_{XY}(\tau)}{R_{XY}(0)} \left[ \frac{N_{XY} \{1 - \exp[-(\lambda_X + \lambda_Y)]\}}{N_{XY} [1 - \exp(-2\lambda_X)]} \right]^{1/2}.
 \end{aligned}$$

Можно убедиться, что предсказуемость временного ряда «по самому себе» при нулевом сдвиге равна 1. Введенное определение предсказуемости существенно зависит от используемой статистической выборки.

Статистическая значимость последнего выражения оценивается по эффективному числу степеней свободы [102]:

$$NF = N_{XY} / \sum_{k=-\infty}^{\infty} R_{XX}(k) R_{YY}(k),$$

где  $R_{XX}$ ,  $R_{YY}$  — дискретные коэффициенты автокорреляции процессов  $X(t)$  и  $Y(t)$ .

Конкретные результаты расчетов проиллюстрированы в табл. 14 данными четырех регионов, обозначенных следующим образом: ЦЧТО — Центральная часть (приэкваториальная) Тихого океана; ГО — Гавайские острова; РГ — район Гольфстрима; ЗЕ — Западная Европа. Слева в табл. 14 приведены данные спутников NOAA за 1974–1981 гг. [102], справа — данные спутников NOAA с июня 1974 г. по ноябрь 1977 г. и «Нимбус-7» с декабря 1978 г. по декабрь 1983 г. (102-месячный временной ряд).

Из табл. 14 видно, что, по данным работы [102], предсказуемость, равная 0,49 для района Гольфстрима, обнаруживает существенную зависимость аномалий в этом районе через 5 мес от аномалий в ЦЧТО (такая предсказуемость соответствует

Таблица 14

Предсказуемость аномалий УДР для некоторых климатически ключевых районов земного шара на основе анализа дистанционных связей этих аномалий со сдвигом на 5 мес

Район	P						
	ЦЧТО(0)	ГО(+5)	РГ(+5)	ЦЧТО(0)	ГО(+5)	РГ(+5)	ЗЕ(+5)
I							
ЦЧТО(0)	1	<u>0,34</u>	<u>0,49</u>	1	<u>0,42</u>	<u>0,38</u>	0,24
ГО(+5)	0,18	1	<u>0,30</u>	0,24	1	<u>0,30</u>	0,19
РГ(+5)	0,25	0,21	1	0,19	0,16	1	<u>0,38</u>
ЗЕ(+5)				0,21	0,13	<u>0,34</u>	1
II							
ЦЧТО(0)	1	<u>0,24</u>	<u>0,29</u>	1	<u>0,30</u>	<u>0,33</u>	0,19
ГО(+5)	0,16	1	<u>0,36</u>	0,18	1	<u>0,31</u>	0,20
РГ(+5)	0,20	<u>0,32</u>	1	0,14	0,27	1	0,28
ЗЕ(+5)				0,15	0,19	0,22	1
III							
ЦЧТО(0)	1	<u>0,58</u>	<u>0,64</u>	1	<u>0,61</u>	<u>0,40</u>	0,22
ГО(+5)	0,19	1	<u>0,51</u>	0,23	1	<u>0,28</u>	0,13
РГ(+5)	0,20	0,00	1	0,11	0,00	1	<u>0,44</u>
ЗЕ(+5)				0,05	0,00	<u>0,31</u>	1
IV							
				РГ(0)		РГ(0)	ЗЕ(+5)
				ЗЕ(+5)		1	<u>0,38</u>
						<u>0,69</u>	1

Примечания. I — над диагональю дан весь массив данных, под диагональю — после фильтрации сигнала Южного Колебания; II — над диагональю — для периода после Эль Ниньо, под диагональю — до Эль Ниньо; III — над диагональю — данные сгруппированы с октября по март, под диагональю — с апреля по сентябрь; IV — над диагональю — весь массив исходных данных, под диагональю — после фильтрации квазидвухлетнего колебания. Подчеркнуты значения, статистически значимые на 95%-ном уровне доверия.

приближенно 25% общей изменчивости анализируемой величины). Однако после фильтрации «сигнала Южного Колебания» предсказуемость ГО(+5) и РГ(+5) по ЦЧТО(0) падает соответственно до 0,18 и 0,25, становясь при этом статистически незначимой. Для всего массива спутниковых данных (правая часть табл. 14) аналогичные связи изменяются мало. Характерной особенностью является статистически значимая предсказуемость ЗЕ(+5) по РГ(+5), соизмеримая с РГ(+5) по ЦЧТО(0) и слабо зависящая от фильтрации сигнала Южного Колебания. В целом можно отметить наличие следующих дистанционных связей: прямое проявление баротропных волн Россби, влияющих на передачу энергии в средние широты от аномалий источников нагревания в тропиках, и отсутствие собственного источника в районе Гольфстрима, который становится заметным лишь после фильтрации квазидвухлетних колебаний. Температурные аномалии системы над Западной Европой не предсказываются по ЦЧТО(0) и ГО(+5), но статистически значимы, если в качестве предикторов брать РГ(+5) и для исходного массива, и для фильтрованных данных.

Как упоминалось выше, после фильтрации годового хода тропическая атмосфера демонстрирует существование сильного зонального колебания с главным конвективным источником нагревания в районе Индонезии (над океаном «засушливые» условия и отсутствует конвекция) и другими источниками нагревания над экватором в районе раздела систем циркуляции Уолкера с условиями засухи над континентом.

Вследствие того что динамическая реакция атмосферы зависит от положения тропического источника нагревания, по отношению к крупномас-

штабной средней циркуляции можно ожидать существенных различий в предсказуемости для одних и тех же регионов до Эль Ниньо в 1975—1976 гг. и после него. Данные табл. 14 указывают на наличие общего увеличения предсказуемости в период после Эль Ниньо. Это обстоятельство указывает на то, что более значительное неадиабатическое нагревание над центральной частью экваториального района Тихого океана может приводить к более сильной реакции атмосферы на возмущение в районе Гавайских островов и западной части Северной Атлантики. Данные табл. 14 (левая часть) свидетельствуют о существовании еще более значительной связи между двумя последними регионами при сдвиге на 5 мес (статистически значимая величина предсказуемости достигает здесь значений 0,32 и 0,36 соответственно до Эль Ниньо и после него).

Аналогичные закономерности отмечаются по данным правой части табл. 14. Наблюдается, однако, существенное различие в предсказуемости аномалий ЗЕ(+5) по РГ(+5): при разбиении данных, относящихся к периоду «пред-Эль Ниньо» и «после-Эль Ниньо», подобная предсказуемость в обоих случаях становится незначимой в отличие от всего исходного массива данных. Этот факт можно, вероятно, объяснить ослаблением амплитуды воздействия «сигнала Эль Ниньо» на Западную Европу при указанном разбиении периодов.

Разбиение на зимние (октябрь—март) и летние (апрель—сентябрь) месяцы способствует более четкому распознаванию проявления воздействия тропической части Тихого океана на регион Северной Америки. Подобное разбиение (см. табл. 14) подтверждает предложенный ранее в работах [28, 102] физический механизм воздействия тропиков

на средние широты посредством пакета баротропных волн Россби. Это подтверждается значительным увеличением предсказуемости аномалий ГО(+5) и РГ(+5) по аномалиям ЦЧТО(0) в зимний период. В теплые сезоны года эти дистанционные связи становятся абсолютно незначительными вследствие перемещения к северу в этот период соответствующих квазистационарных волн планетарного масштаба из района Гавайских островов и западной части Северной Атлантики [102]. Однако такое перемещение «не мешает» существованию статистически значимого воздействия западной части Северной Атлантики на Западную Европу, более значительного в холодные сезоны (см. табл. 14).

Рассматриваемое влияние оказывается наиболее значительным после фильтрации квазидвухлетнего колебания (нижняя часть табл. 14). Предсказуемость аномалий ЗЕ(+5) по РГ(+5) возрастает при этом почти в 2 раза (с 0,38 до 0,69), оставаясь примерно такой же при указанных связях для одинаковых сдвигов на 5 мес (верхняя правая часть табл. 14).

Таким образом, существование воздействия («сигнала») аномалий температуры в Северной Атлантике на погоду Западной Европы со сдвигом примерно на полгода не вызывает сомнений. Ш. А. Мусаелин [30] впервые продемонстрировал существование такого рода воздействий, проявляющихся в аномалиях зимней температуры в Западной Европе за счет существования аномалии облачности в летний период над Северной Атлантикой. Рассмотренные выше результаты подтверждают выводы работы [30].

**Глава третья**  
**ВОССТАНОВЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ**  
**ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА**  
**ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ**

---

Как уже отмечалось, за последние годы достигнут значительный прогресс в решении задач восстановления суммарной радиации и альбедо подстилающей поверхности. Пока лишь намечаются перспективы восстановления противоизлучения атмосферы, эффективного излучения и радиационного баланса, а также таких компонентов теплового баланса, как затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен. Не повторяя результатов, обсужденных ранее в монографиях [9—11, 17, 28], мы остановимся лишь на анализе данных последующих разработок.

18—21 июня 1985 г. в США состоялось Международное рабочее совещание, посвященное обсуждению требований к данным о радиационном балансе подстилающей поверхности (РБП) и его компонентах, предъявляемых исследованиям в рамках ВПИК [148]. Потребности в данных об РБП определяются их важным значением для: 1) диагностических исследований роли различных климатообразующих факторов (радиации в процессах взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности, оценки меридионального переноса тепла в океане, взаимодействия облачности и радиации, радиационного притока тепла в формировании общей циркуляции атмосферы); 2) зада-

ния граничных условий (альbedo подстилающей поверхности, радиационный приток тепла в океане и т. п.); 3) параметризации подсеточных процессов («альбедная» обратная связь и др.); 4) проверки надежности моделей климата (адекватность параметризации радиационных процессов, формирование облачного покрова и др.); 5) выявления долговременных трендов климата.

Хотя до сих пор не сформулировано достаточно обоснованных требований к необходимой точности определения РБП, можно считать, что приемлемы погрешности региональных среднемесячных значений не более  $10 \text{ Вт/м}^2$ . Для совершенствования методик параметризации радиационных процессов необходимо получение данных наблюдений: спектрального альbedo подстилающей поверхности (снег, лед, почвы, растительность); спектров противоизлучения атмосферы при ясном небе и потоков УКР, УДР в условиях разорванной облачности. Важное значение имеют дальнейший анализ связи между спектральным и интегральным РБП, продолжение спутниковых измерений интегральных величин УКР, УДР, совершенствование методик измерений РБП и его компонентов.

В области разработки методик восстановления компонентов РБП значительно более существенные успехи достигнуты для УКР. Оказалось, например, возможным обеспечить погрешности восстановления среднедневных и среднемесячных величин суммарной радиации не более  $20\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$  ( $10\text{--}15\%$ ) и  $10\text{--}20 \text{ Вт/м}^2$  ( $5\text{--}10\%$ ) соответственно, причем возможно (путем использования данных многоканальных измерений) снижение погрешностей. Получены положительные результаты восстановления альbedo, но оденок точности пока что нет. Попытки восстановления противоиз-

лучения атмосферы свидетельствуют о возможности достижения погрешностей в средних широтах около 10—20 Вт/м<sup>2</sup>. Получение независимой информации о высоте нижней границы облаков и приземной температуры воздуха открывает перспективы уменьшения погрешности восстановления.

Для разработки более надежных методик восстановления компонентов РБП необходимо расширение программ наземных наблюдений, особенно над океаном. Исключительно важную роль играет обеспечение надежных калибровок как наземной, так и спутниковой аппаратуры (это особенно относится к датчикам УКР) с использованием данных наблюдений с высотных самолетов и на подспутниковых ключевых участках. Все еще остается неудовлетворительной точность наземных наблюдений УДР. Сохраняет актуальность проблема архивации, валидации и распространения данных наблюдений РБП. Полезным было бы осуществление специализированной программы восстановления РБП с целью его глобального картирования, первым этапом которой может быть сопоставление алгоритмов восстановления с использованием массива данных, накопленного в рамках Международного проекта по спутниковой климатологии облачного покрова. Приоритет в этом случае должен принадлежать решению связанной с программой ТОГА задачи восстановления суммарной радиации над тропическим океаном.

Для решения задач восстановления РБП и его компонентов важное значение имеет имитационное численное моделирование. Отметим в этой связи, что В. Раманатан [139] выполнил на основе применения разработанной сотрудниками Национального центра исследований атмосферы (США) 12-слойной модели общей циркуляции атмосферы

на сетке  $4,5^\circ \times 7,5^\circ$  расчеты компонентов РБП и системы подстилающая поверхность—атмосфера (с шагом по времени, равным 12 ч), результаты которых были использованы для построения глобальных карт компонентов радиационного баланса.

В согласии с данными наблюдений расчеты обнаружили высокую корреляцию между значениями поглощенной солнечной радиации для системы и подстилающей поверхности. В условиях ясного неба наличие такого рода корреляции объясняется тем, что поглощенная атмосферой радиация характеризуется слабой широтной и региональной изменчивостью (в связи с тем, например, что уменьшение влагосодержания вертикальной толщи атмосферы с широтой компенсируется возрастанием среднего зенитного угла Солнца). При наличии облаков поглощение солнечной радиации тропосферой, происходящее главным образом в области длин волн больше 0,9 мкм, мало изменчиво (в зависимости от условий облачности), потому что усиление поглощения радиации за счет облаков компенсируется убыванием поглощения подоблачным слоем (поскольку поступление туда солнечной радиации уменьшается).

Совершенно иные результаты дали расчеты потоков УДР. Корреляция между УДР и эффективным излучением подстилающей поверхности отсутствует даже при осреднении за 1 мес. Построение глобальных карт дисперсии мгновенных и среднемесячных значений УДР и эффективного излучения подстилающей поверхности также не выявило сходства структуры полей этих величин. Более того, в экваториальной полосе наблюдается даже антикорреляция. Так, например, в зоне муссона над Индонезией дисперсия УДР превосходит  $60 \text{ Вт/м}^2$ , тогда как дисперсия эффективного излу-

чения подстилающей поверхности минимальная, не превышает  $10 \text{ Вт/м}^2$  (несомненно, что причиной слабой изменчивости этого излучения является высокое влагосодержание тропической атмосферы, порождающее «насыщенность» полос поглощения водяного пара и континуального поглощения). В то же время пространственная структура поглощенной солнечной радиации для системы и подстилающей поверхности очень сходна. Отсутствие корреляции между УДР и эффективным излучением подстилающей поверхности серьезно осложняет задачу восстановления этого излучения по данным спутниковых наблюдений, так как требуется разработка специальных подходов к ее решению.

## 1. Суммарная радиация и альbedo

**1.1. Суммарная радиация.** Ж. Бурiez и др. [57] проанализировали влияние различных параметров, характеризующих условия наблюдений, на точность восстановления суммарной радиации по данным для каналов 1 (интервал длин волн  $0,5-0,7 \text{ мкм}$ ) и 2 ( $0,7-1,1 \text{ мкм}$ ) устанавливаемого на спутниках NOAA усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения и канала в видимой области спектра сканирующей аппаратуры спутников «Метеосат». С этой целью выполнены теоретические расчеты влияния различных параметров (высоты Солнца, содержания оптически активных газовых и аэрозольных компонентов атмосферы, альbedo подстилающей поверхности, типа облачности) на соотношение между измеряемыми значениями нормированной интенсивности УКР и пропусканием атмосферы. Вслед за тем исследовались разности восстановленной и непосредственно измеренной суммарной радиации с исполь-

зованием относящегося к Западной Европе и Восточной Атлантике (февраль 1982 г.—январь 1983 г.) массива данных NERHOS (сведения о температуре, давлении, влажности и облачности по данным усовершенствованного радиометра), а также данных ежечасных пиранометрических наблюдений на 77 станциях Великобритании, ФРГ и Франции.

Полученные в работе [57] результаты свидетельствуют о том, что использование данных для канала 1 усовершенствованного радиометра обеспечивает наилучшую точность восстановления суммарной радиации. При этом наиболее важен учет изменчивости такого входного параметра, как высота Солнца, от которой существенно зависит поглощенная атмосферой радиация. Доминирующим фактором молекулярного поглощения является водяной пар. Главная причина погрешностей восстановления связана с отсутствием надежных данных о количестве и оптических свойствах аэрозоля. В этой связи несомненно, что необходимы независимые измерения аэрозольной оптической толщины.

Расчеты показали, что влияние типа облачного покрова на соотношение между нормированной УКР (альbedo системы) и пропусканием оказалось сравнительно мало существенным (так, например, вариации высоты верхней границы облаков могут оказать влияние лишь в случае сильной изменчивости содержания и свойств аэрозоля в надоблачной атмосфере). Влияние альbedo подстилающей поверхности можно учесть, восстанавливая его значения с помощью методики минимального альbedo, но это возможно лишь при условии точной координатной привязки спутниковых данных по УКР (удачным является то обстоятельство, что

альбе́до в области канала 1, как правило, малó).

Сравнение ежечасных восстановленных и непосредственно измеренных значений суммарной радиации выявило плохое согласие, что обусловлено главным образом погрешностями географической привязки, а также пространственно-временной изменчивостью облачного покрова. Погрешности существенно уменьшаются, однако, при осреднении за сутки и тем более за месяц, хотя и в этих случаях сохраняются значительные расхождения, порожденные отсутствием достаточно достоверной информации об атмосфере (содержание водяного пара, аэрозоля и др.). По этой причине систематические погрешности оценок прозрачности атмосферы варьировали от  $-0,018$  в марте до  $+0,014$  в сентябре, причем осреднение по времени не уменьшает такого рода погрешностей, которые обуславливают погрешности восстановления суммарной радиации, превосходящие допустимый уровень ( $10 \text{ Вт/м}^2$ ).

Для решения задачи восстановления суммарной радиации по данным спутниковых наблюдений интенсивности УКР Р. Пинкер и др. [126, 128—133] предложили приближенную методику вычислений средних часовых и суточных значений суммарной радиации. В основу этой методики положено дельта-приближение Эддингтона. В качестве примера рассмотрена трехслойная модель атмосферы (0—2; 2—2,5 и 5,5 км—верхняя граница атмосферы). Схематизация спектрального распределения предусматривает разбиение области спектра 0,3—0,7 мкм на четыре интервала шириной 0,1 мкм и использование восьми выборок спектральных интервалов в диапазоне 0,7—4 мкм. Вычисления суммарной радиации сделаны с учетом рэлеевского рассеяния, поглощения водяным паром и озоном, поглощения

и рассеяния аэрозолем и облаками. Входными параметрами при расчетах суммарной радиации могут служить данные сетевых метеорологических или спутниковых наблюдений. Учет аэрозоля осуществлен путем задания модели дымки  $S$  по Д. Дейрменджану и расчетов по формулам Ми основных оптических характеристик (альbedo однократного рассеяния, коэффициент экстинкции и асимметрия индикатрисы рассеяния у подстилающей поверхности для четырех спектральных интервалов и близкого ИК-диапазона 0,7—4 мкм). Рассматриваемые оптические характеристики соответствуют условиям типичной городской атмосферы. Задано экспоненциальное убывание счетной концентрации частиц аэрозоля (соответственно коэффициента экстинкции) с высотой. При учете влияния облачности принято не зависящее от длины волны значение асимметрии индикатрисы, равное 0,85 и предполагается, что в видимой области спектра облака являются чисто рассеивающими (в близком ИК-диапазоне задано неселективное альbedo однократного рассеяния). Оптическая толщина облаков должна определяться по данным наземных или спутниковых наблюдений.

Для проверки надежности обсуждаемой методики расчета суммарной радиации использованы наземные и спутниковые (спутник GOES-5) данные за два года (1981—1982) для ряда пунктов Канады (рассмотрены лишь данные для Торонто по суммарной, рассеянной и отраженной радиации, а также для Оттавы по суммарной радиации). Главной целью численного моделирования были оценки чувствительности суммарной радиации к различным входным параметрам (высоте Солнца, влагосодержанию атмосферы; шкале высот, асимметрии индикатрисы и альbedo однократного рассеяния

аэрозоля; оптической толщине облаков и альbedo однократного рассеяния облаков в близкой ИК-области спектра; альbedo подстилающей поверхности). Естественно, что наиболее важными параметрами оказались оптическая толщина облаков и высота Солнца, но требуется также учитывать альbedo однократного рассеяния облаков и влагосодержание атмосферы. Изменчивость характеристик аэрозоля существенно проявляется только при ясном небе.

Для проверки надежности теоретической модели был предпринят анализ надежности параметризации суммарной радиации на основе использования дельта-приближения Эддингтона применительно к двум вариантам учета входных параметров путем задания: 1) оптической толщины облаков, восстанавливаемой по данным спутниковых наблюдений; 2) типа и количества облаков по данным наземных наблюдений. В первом из этих случаев для проверки надежности параметризации использован массив данных, состоящий из 456 пар рассчитанных и наблюдаемых значений суммарной радиации в мае и июле 1982 г. в Торонто. Для восстановления оптической толщины облаков использованы полученные по данным численного моделирования соотношения между значением толщины, измеренным альbedo системы и высотой Солнца (при заданном значении альbedo подстилающей поверхности, которое принимается равным 25%).

Найдя оптическую толщину облаков, можно рассчитать суммарную радиацию, используя также известные значения влагосодержания атмосферы, высоты Солнца и других входных параметров. Средние за рассматриваемый период наблюдаемые (вычисленные) значения суммарной радиации составили  $417 \text{ Вт/м}^2$  ( $411 \text{ Вт/м}^2$ ) при

коэффициенте корреляции 0,827 и среднеквадратическом отклонении  $150 \text{ Вт/м}^2$  (36% по отношению к измеренному значению). Вычисления дневных сумм суммарной радиации за май—август 1982 г. в Торонто (92 случая) привели к среднему значению  $19,61 \text{ МДж/м}^2$  при наблюдаемой величине  $19,72 \text{ МДж/м}^2$ . Коэффициент корреляции составил 0,944, а среднеквадратическое отклонение  $2,47 \text{ МДж/м}^2$  (12,5% по отношению к измеренному значению).

Во втором случае ряд сопоставляемых величин включал 120 пар, относящихся к маю в Торонто (важно, что в этом случае оптическая толщина облаков определялась путем подгонки из условия совпадения вычисленного значения суммарной радиации с наблюдаемым). Средние наблюдаемые (вычисленные) значения суммарной радиации оказались равными  $430 \text{ Вт/м}^2$  ( $385 \text{ Вт/м}^2$ ) при коэффициенте корреляции 0,826 и среднеквадратическом отклонении  $148 \text{ Вт/м}^2$  (34% измеренного значения). По данным для 11 случаев в мае—августе 1981 г. (Торонто) и 86 случаев в мае—августе 1982 г. (Торонто) коэффициенты корреляции для дневных сумм суммарной радиации оказались равными соответственно 0,919 (среднеквадратическое отклонение 16%) и 0,884 (18%).

К. Рафаэль и Д. Хэй [143] предприняли исследование с целью: 1) оценить надежность трех методик восстановления суммарной радиации на уровне земной поверхности по данным измерений интенсивности УКР с помощью сканирующих радиометров, устанавливаемых на геостационарных метеорологических спутниках; 2) проанализировать возможность применения этих методик для восстановления мезомасштабного пространственного распределения суммарной радиации в райо-

нах Большого Ванкувера (Канада) и долины нижнего течения р. Фрезер. Две из рассмотренных методик: Д. Хэя и К. Хансона (1978 г., методика ХХ) и Д. Тарпли (1979 г., методика Т) — являются эмпирико-статистическими и основаны на использовании регрессионных соотношений, полученных по данным наземных и спутниковых наблюдений.

Методика ХХ опирается на эмпирическую связь между пропусканием атмосферы (определяемым с учетом облачности) и измеряемым (нормированным) значением интенсивности УКР ( $B_m$ ):

$$T_r = a - bB_m,$$

где  $a$ ,  $b$  — коэффициенты регрессии. В таком случае суммарную радиацию можно рассчитать как

$$I_s = S_0 \cos \theta_0 T_r.$$

В методике Т, предусматривающей различение трех типов условий наблюдений (количество облаков  $n_c < 0,4$  (ясное небо);  $0,4 \leq n_c < 1,0$ ;  $n_c = 1,0$ ), в случае ясного неба интенсивность УКР параметризована в зависимости от зенитного угла Солнца и азимута между направлением на Солнце и направлением визирования. В условиях облачного неба УКР определяется с учетом восстановления (с использованием двухпороговой методики) количества облаков. Окончательный результат представлен в форме трех регрессионных соотношений для  $I_s$  в зависимости от  $n_c$  и измеряемой УКР (включая нормированную минимальную УКР). Третья методика, предложенная Ч. Готье, Д. Дьяком, С. Массе (ГДМ) [70], предусматривает приближенную параметризацию зависимости суммарной радиации от наиболее существенных факторов, характеризующих оптические свойства атмосферы,

альbedo подстилающей поверхности и количество облаков. Решающее значение для успешной реализации методики ГДМ имеет распознавание условий ясного и облачного неба (с применением пороговой методики).

Параметры всех регрессионных соотношений получены по данным наблюдений на 12 актинометрических станциях в упомянутом выше районе, площадь которого составляет  $45 \times 70$  км<sup>2</sup> (расстояние между станциями варьирует от 4 до 74 км). Источником информации об УКР служили данные для коротковолнового канала (0,55–0,75 мкм) геостационарного спутника GOES-2 (расположен над точкой 135° з. д.), осредненные по участкам  $5 \times 5$  элементов изображения («пикселей»).

Очень ответственным этапом первичной обработки данных была их прецизионная географическая привязка с погрешностями не более  $\pm 1,25$  км по долготе и  $\pm 1,71$  км по широте. Пространственная разрешающая способность спутниковых данных об УКР по долготе (широте) составила 0,82 км (1,67 км), что определило размер элемента разрешения (1,37 км<sup>2</sup>).

Анализ полученных в работе [143] результатов (оценка погрешности восстановленных значений суммарной радиации с использованием независимого массива наземных и спутниковых данных) показал, что наилучшие результаты при восстановлении часовых сумм суммарной радиации обеспечивает применение методики ГДМ. Использование методики ХХ выявило наличие систематической погрешности, для устранения которой были найдены новые значения коэффициентов регрессии. Подобная ситуация свидетельствует об ограниченной применимости эмпирико-регрессионного подхода, проявляющейся в пространственно-временной из-

менчивости коэффициентов регрессии. Методика Т оказалась приемлемой в условиях ясного неба, но менее надежной при наличии облачности. Пересмотр коэффициентов регрессии обеспечил существенное уменьшение погрешностей восстановления.

В целом можно считать, что методика ГДМ предпочтительна при наличии частичной или сплошной облачности, тогда как методика Т наиболее надежна в условиях ясного неба. Естественно, что погрешности восстановления значительно уменьшаются при удлинении периода осреднения. Обращает на себя внимание возрастание погрешностей при наличии облачности. Рассмотрение мезомасштабных полей суммарной радиации, восстановленных по данным за 9 сут, привело к выводу, что такого рода данные являются вполне надежными и более информативными, чем результаты фрагментарных наземных актинометрических наблюдений. При этом максимально возможная пространственная разрешающая способность восстановленных полей суммарной радиации зависит от специфики методики восстановления и особенностей данных наблюдений.

Поскольку для методики ГДМ среднеквадратическая погрешность восстановления часовых (дневных) сумм составляет  $\pm 17,4\%$  ( $\pm 8,6\%$ ), в данном случае недостижимо разрешение лучше 15 км (12 км). Использование более длинного ряда наблюдений (19 сут) с большей долей облачных дней привело к уменьшению разрешения. Меньшее разрешение обеспечивают методики ХХ и Т. Для повышения разрешения необходимо совершенствование методик восстановления. Перспективы совершенствования методики ГДМ связаны с тремя возможностями: 1) более надежным распознаванием условий облачности; 2) уточнением учета

поглощения коротковолновой радиации облаками; 3) учетом аэрозоля. Высказаны также соображения о возможных путях совершенствования двух других методик.

На примере обработки данных геостационарных спутников «Метеосат-1, -2» для каналов 0,4–1,1 и 10,5–12,5 мкм за периоды 1–30 июня 1979 г. (Европа) и 1–30 апреля 1982 г. (Северная Африка) В. Мозер и Э. Рашке [113, 114, 171] продемонстрировали успешную реализацию методики восстановления поля суммарной радиации, основанной на использовании эмпирического соотношения для суммарной радиации при зенитном угле Солнца  $\theta_0$  и произвольных условиях облачности:

$$Q(\theta_0) = [1 - f(L_n, \theta_0)] Q_0(\theta_0),$$

где  $Q_0(\theta_0)$  — суммарная радиация при ясном небе. Величина

$$L_n = (L_m - L_{m1n}) / (L_{max} - L_{m1n})$$

характеризует эффективное количество оптически плотных облаков в пределах элемента разрешения. Здесь  $L_m$  — УКР для рассматриваемого элемента разрешения;  $L_{m1n}$  — минимальная УКР для того же элемента разрешения (при той же высоте Солнца) за 1 мес;  $L_{max}$  — УКР при наличии в пределах элемента разрешения сплошной оптически плотной облачности, определяемая путем статистического анализа с учетом данных модельных расчетов. Необходимое при этом значение высоты верхней границы облаков восстанавливается по данным синхронных наблюдений для канала 10,5–12,5 мкм.

Модельные расчеты показали, что функцию  $f$  можно рассматривать как приближенно линейную. Значения суммарной радиации восстанавливались для квадратов  $25 \times 25$  км (6 строк  $\times$  8 столбцов),

В работе [114] приведены примеры восстановления полей суммарной радиации. Сравнения с данными одновременных наземных пиранометрических наблюдений на сети актинометрических станций привели к среднеквадратическим расхождениям  $0,25 \text{ кВт}\cdot\text{ч}/\text{м}^2$  (июнь 1979 г.) и  $0,28 \text{ кВт}\cdot\text{ч}/\text{м}^2$  (апрель 1982 г.) в случае среднемесячных значений дневных сумм суммарной радиации. Эти расхождения составляют 5—6% по отношению к измеряемым значениям. Планируется обобщить методику на случаи полупрозрачной облачности и высокого альбедо подстилающей поверхности.

П. Гальперн [78] предложил методику восстановления суммарной радиации по данным измерений интенсивности УКР в видимой области спектра с помощью сканирующих радиометров, устанавливаемых на геостационарных спутниках GOES, путем использования массива результатов численного моделирования УКР и подбора значения суммарной радиации, соответствующего такой ситуации, когда обеспечивается наилучшее соответствие вычисленных и измеренных величин интенсивности УКР. Численное моделирование осуществлено с применением разработанной Д. Даве и Н. Браслау версии метода сферических гармоник.

Надежность расчетов суммарной радиации проиллюстрирована в работе [78] при сопоставлении с данными наземных наблюдений в Сакраменто (штат Калифорния, США) за 7—9 апреля 1978 г. (в течение этого периода условия наблюдений варьировали от ясного неба до сплошной облачности). Поскольку вычисления суммарной радиации проводились лишь для предельных случаев ясного неба и сплошной облачности, значения, соответствующие условиям частичной облачности, определялись как средневзвешенные с учетом количества

облаков. При сравнении со спутниковыми данными осуществлялось осреднение по площадкам  $2 \times 2$  элемента разрешения. Расхождения среднечасовых восстановленных и наблюдаемых значений суммарной радиации, как правило, не превосходили 3%. Практическую реализацию обсуждаемой методики осложняют следующие обстоятельства: 1) отсутствие достаточно надежных схем перехода от показаний сканирующего радиометра к значениям интенсивности УКР; 2) необходимость располагать данными об альbedo подстилающей поверхности; 3) одномерность методики расчетов суммарной радиации, исключающая возможность оценок для условий частичной облачности.

К. Готье и К. Кацарос [71] предприняли сравнения результатов восстановления суммарной радиации по данным геостационарного спутника GOES-3 с данными пиранометрических наблюдений вблизи точек  $50^\circ$  с. ш.,  $145^\circ$  в. д. и  $50^\circ$  с. ш.,  $140^\circ$  в. д., осуществленных в период эксперимента STREX, целью которого были исследования взаимодействия океана и атмосферы в умеренных широтах при прохождении циклонов. Сопоставляемые среднечасовые и среднесуточные значения суммарной радиации получены при осреднении спутниковых данных по квадратам  $8 \times 8$  км. Как правило, согласие оказалось вполне удовлетворительным: среднеквадратическое расхождение среднесуточных значений составило около  $13 \text{ Вт/м}^2$ . Наиболее существенными причинами расхождений являются погрешности судовых пиранометрических наблюдений, необходимость их интерпретации при нарушении непрерывности наблюдений, а также пространственно-временная неэквивалентность судовых и спутниковых данных. Суммарная погрешность судовых наблюдений, составляет око-

ло 10%, а в случае спутниковых данных эта погрешность (обусловленная ошибками и несовершенством алгоритма восстановления) равна примерно 9%. При осреднении за 10 сут среднеквадратическое расхождение уменьшается до 4 Вт/м<sup>2</sup>. Полученные результаты свидетельствуют о возможности построения крупномасштабных полей суммарной радиации по спутниковым данным.

Методика восстановления суммарной радиации по данным измерений яркости системы подстилающая поверхность—атмосфера в видимой области спектра с помощью сканирующих радиометров, устанавливаемых на спутниках GOES, основана, как правило, на осреднении восстановленных значений по квадратам  $8 \times 8$  элемента разрешения (пространственное разрешение составляет около 1,7 км). Поскольку обработка больших массивов данных геостационарных спутников очень трудоемка, К. Готье и др. [70] проанализировали возможности ее упрощения путем более значительного пространственного осреднения. Сопоставление результатов восстановления, полученных при различных масштабах осреднения (до  $64 \times 63$  элемента разрешения), с данными наземных пиранометрических наблюдений показало, что при восстановлении среднечасовых значений суммарной радиации допустимо осреднение до  $64 \times 64$ , что соответствует шагу сетки 100 км.

А. Зеленка [182] сопоставил результаты картирования суточных сумм радиации на сетке 2,4 км (по долготе)  $\times$  4,2 км (по широте) по отношению к апрелю 1982 г. данным: 1) наблюдений на 55 автоматизированных швейцарских станциях, проинтерполированных в узлы сетки; 2) расчетов с использованием полуэмпирических формул (при задании наблюденных значений входных метеопар-

раметров, проинтерполированных в узлы сетки);  
 3) наблюдений УКР со спутника «Метеосат-2». Результаты сравнения свидетельствуют о том, что использование поля суммарной радиации, восстановленного по спутниковым данным, оказывается оправданным лишь в том случае, когда суммарная радиация рассчитывается по достаточно надежным интерполированным значениям характеристик облачного покрова.

Д. Кано и др. [58] разработали статистическую (регрессионную) модель восстановления суммарной радиации по данным метеорологических спутников, исходящую из предположения, что суммарная радиация определяется общим количеством облаков. В соответствии с этим сначала осуществляется определение индекса облачного покрова  $n^t(i, j)$  в момент времени  $t$  для каждого элемента разрешения  $(i, j)$  изображения облачного покрова размером  $5 \times 5$  км. Эта величина зависит от заданного характерного альбеда подстилающей поверхности  $\rho(i, j)$ , альбеда  $\rho^t(i, j)$  поверхности, восстановленного по спутниковым данным, и среднего альбеда облаков  $\rho_c$ :

$$n^t(i, j) = [\rho^t(i, j) - \rho(i, j)] / [\rho_c - \rho(i, j)].$$

Имеет место линейная зависимость индекса облачного покрова (он характеризует долю элемента разрешения, занятого облаками) от отношения

$$K(i, j) = Q(i, j) / S_0(i, j)$$

(суммарной радиации к инсоляции за пределами атмосферы). Это позволяет получить соотношение

$$K^t(i, j) = a(i, j) n^t(i, j) + b(i, j),$$

в котором коэффициенты  $a = K_c(i, j) - K_b(i, j)$  и

$b=K_b(i, j)$  могут быть найдены с использованием данных наземных актинометрических наблюдений (индексы  $s$  и  $b$  определяют соответствие величин условиям сплошной облачности и ясного неба). В работе [58] приведены результаты проверки методики, иллюстрирующие ее надежность. В большинстве случаев коэффициент корреляции восстановленных и непосредственно измеренных значений суммарной радиации превосходил 0,8.

Выполненное Ч. Джустисом и др. [89] сопоставление синхронных данных об интенсивности УКР, полученных с помощью геостационарных спутников GOES, и результатов наземных пиранометрических наблюдений суммарной радиации в регионе Великих Равнин (США) выявило возможность восстановления часовых сумм суммарной радиации по данным об УКР с погрешностью около 10–15%. При наличии по крайней мере 4–5 околорассеянных значений интенсивности УКР возможно определение дневных сумм суммарной радиации с погрешностью меньше 15%. В обоих случаях восстановленные значения суммарной радиации относятся к квадратам  $40 \times 40$  км в центре ячеек сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ .

Методика восстановления часовых сумм  $Q$  суммарной радиации основана на комбинированном использовании значений интенсивности  $B_0$  УКР при ясном небе для квадратов  $1^\circ \times 1^\circ$ , вычисленной с применением приближенного алгоритма, и непосредственно измеренной пространственно-осредненной интенсивности  $B_m$ . Окончательный полуэмпирический алгоритм восстановления часовых сумм суммарной радиации имеет вид

$$Q = S_0 (r_0/r)^2 \cos \theta_0 [a + b \cos \theta_0 + c \cos^2 \theta_0 + d(B_m^2 - B_0^2)], \quad (5)$$

где  $S_0$  — часовая сумма внеатмосферной инсоляции ( $4921 \text{ кДж/м}^2$ );  $(r_0/r)^2$  — коэффициент, определяющий изменения внеатмосферной инсоляции, обусловленные вариациями расстояния между Землей и Солнцем. Безразмерные коэффициенты регрессии имеют значения:  $a=0,4147$ ;  $b=0,7165$ ;  $c=-0,3909$ ;  $d=-1,630 \text{ кДж/м}^2$ . Последний член в этой формуле описывает влияние облачности. Указанное значение коэффициента  $d$  пригодно для суши, но должно быть изменено в случае водных поверхностей (в этом случае последний член должен быть на 10–15% меньше). Попытки применения более сложных (и физически более содержательных) алгоритмов восстановления не привели к успеху, поскольку обеспечивали лишь незначительное снижение погрешностей восстановления.

На основе использования формулы (5) построены карты распределения суммарной радиации на территории Северной Америки (США, Мексика) и части Южной Америки. Оценки погрешности восстановленных среднемесячных значений суммарной радиации привели к уровням погрешности, как правило, меньше 5%, что открывает, в частности, перспективы анализа возможностей использования таких данных для выявления условий практического использования солнечной энергии в тех районах, где наземные актинометрические наблюдения отсутствуют. Сравнение восстановленного поля суммарной радиации с данными актинометрической сети США обнаружили некоторую заниженность средних за период 1982–1983 гг. восстановленных значений, особенно в центральной и юго-западной частях США. Районы минимальной дисперсии суммарной радиации располагаются в областях максимума радиации, подобных пустыням, где наблюдается устойчивое со-

хранение ее высоких значений. Получены оценки погрешностей интерполяции данных редкой наземной сети наблюдений с учетом пространственных вариаций дисперсии суммарной радиации, восстановленных по спутниковым данным.

Г. Поуэлл и др. [137] предложили простую методику восстановления суммарной радиации  $Q$  с использованием эмпирической аппроксимации:

$$Q = S_0 [\bar{P} - \bar{Q} (\text{OPQ})^2 - \bar{R}],$$

где OPQ — количество непрозрачных облаков, определяемое путем визуальной оценки по спутниковому изображению облачного покрова;  $\bar{P}$ ,  $\bar{Q}$ ,  $\bar{R}$  — эмпирические коэффициенты, вычисляемые для каждого месяца при заданной атмосферной массе. Среднее число обрабатываемых изображений, полученных при помощи спутников GOES за каждый день, равно 5. Обработка данных за 8 мес (1977—1978 гг.) для 20 пунктов на территории штата Аризона (США) показала, что среднеквадратическая, средняя абсолютная и систематическая погрешности восстановления дневных сумм суммарной радиации составляют соответственно, 13,2; 8,6 и 1,1%. Приведен пример построения карты суммарной радиации для зимы и лета.

По данным геостационарного спутника «Метеосат-2» в форме аналоговых изображений в видимой области спектра за период с ноября 1981 г. по июль 1983 г., относящимся к территории Венгрии, А. Паал [123, 124, 150] получила эмпирические регрессионные соотношения, выражающие зависимость среднесуточной суммарной относительной радиации  $Q$  от количества облаков  $n_c$  (в 10-балльной шкале), определяемого путем ручной обработки изображений, и относительной яркости  $I_0$ , представляющей отношение разности яр-

кости рассматриваемого облачного и безоблачного участков изображения к аналогичной разности для двух фиксированных участков. В первом случае

$$Q = A + Bn_c + Cn_c^2,$$

где коэффициенты  $A$ ,  $B$  и  $C$  зависят от числа суток  $N$ , отсчитываемого от 1 января, а во втором —

$$Q = D + EI_0;$$

здесь  $D$  и  $E$  — также функции  $N$ . Определение эмпирических коэффициентов по данным для отдельных районов и для всей территории Венгрии привело к существенно различным значениям. В отдельных случаях имеет место значительный годовой ход этих коэффициентов. Точность восстановления суммарной радиации может быть повышена, если ввести поправку с учетом метеорологической дальности видимости  $l$  (в км), характеризующей изменения прозрачности атмосферы:

$$\Delta Q = -8,3 + 1,9 \lg(9,24l).$$

Проверка надежности полученных регрессионных соотношений по независимым данным привела к вполне удовлетворительным результатам.

В. Дугас и М. Хойер [66] выполнили сопоставление непосредственно измеренных на 20 станциях в штате Техас (США) и восстановленных по спутниковым данным за период 1981—1983 гг. дневных сумм суммарной радиации в целях оценки погрешностей восстановления (использовалась методика Тарпли) и анализа зависимости разности значений суммарной радиации в двух пунктах от расстояния между пунктами. Расхождение непосредственно измеренных и восстановленных значений суммарной радиации варьирует от  $\pm 1$  мДж/(м<sup>2</sup>·сут) в северной части Техаса (при-

мерно  $2/3$  территории этого штата) до  $\pm 2$  мДж/ $(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$  в южной части. Среднеквадратическое расхождение равно  $2,5$  мДж/ $(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ , что составляет  $12\%$  по отношению к среднегодовой возможной суммарной радиации для территории Техаса. Построение зависимости нормированных (по отношению к средней суммарной радиации) среднеквадратических разностей суммарной радиации выявило наличие их быстрого возрастания при увеличении расстояния до примерно  $200$  км с последующим сильным замедлением роста. В согласии с результатами предшествующих работ коэффициент автокорреляции нормированных по отношению к возможным значениям суммарной радиации убывает с ростом расстояния примерно экспоненциально, но существенно быстрее, чем коэффициент автокорреляции ненормированных значений. Спад коэффициента автокорреляции оказывается более медленным, если использовать значения суммарной радиации, осредненные за  $5$  сут.

Р. Штульман и др. [163] получили оценки погрешностей, связанных с восстановлением интегрального потока УКР по данным измерений спектральной интенсивности УКР. Главным источником погрешностей, которые могут варьировать в пределах  $2-25\%$ , является недостаточно надежное задание модели углового распределения интенсивности УКР. Именно это явилось причиной выбора сканирования по конусу в разрабатываемой в ФРГ аппаратуре для спутниковых измерений потока УКР. Сканирование по конусу обеспечит определение углового распределения интенсивности УКР по данным непосредственных наблюдений.

**1.2. Альbedo.** Р. Пинкер [126] сделала обзор возможностей восстановления интегрального аль-

бедо подстилающей поверхности по данным спутниковых наблюдений спектральной яркости системы подстилающая поверхность—атмосфера, требующего последовательного (поэтапного) решения задач атмосферной коррекции, перехода от яркости к потоку и от спектральных величин к интегральным. Что касается задачи атмосферной коррекции, то, несмотря на ясность принципиальных путей ее решения, остается много нерешенных вопросов практической коррекции. Актуальным является обоснование моделей индикатрис отражения типичных природных образований. В обзоре [126] упомянуты некоторые результаты восстановления альbedo по данным спутниковых наблюдений.

П. Кёнке и др. [92] сделали расчеты количественных характеристик поля УКР для различных моделей атмосферы и варьируемых индикатрис отражения подстилающей поверхности. Анализировалась роль различных источников погрешностей при восстановлении осредненного потока УКР для квадратов  $20 \times 20$  км по данным измерений углового распределения интенсивности УКР. Авторы показали, что главным источником погрешностей восстановления является ненадежный учет анизотропности индикатрис отражения. Это определяет необходимость обоснования адекватной совокупности индикатрис.

К. Крибель и др. [96] предложили методику восстановления альbedo подстилающей поверхности для участков размером порядка  $20 \times 20$  км по данным спутниковых измерений яркости системы подстилающая поверхность—атмосфера при ясном небе с учетом априорной информации об индикатрисах отражения типичных поверхностей, составляющих рассматриваемый участок. Основу методи-

ки составляет сопоставление рассчитанных значений яркости системы с измеренными с целью подбора величины альbedo, обеспечивающей согласие рассчитанных и измеренных значений. В качестве входных параметров расчетной модели используются определяемые по данным наземной сети наблюдений величины прозрачности и влагосодержания атмосферы. Использование карт землепользования и растительности, а также данных спутников «Лэндсат» обеспечивает оценку доли различных поверхностей, составляющих исследуемый участок. В работе [96] приведен пример применения описанной методики, обеспечивающей погрешность восстановления альbedo не более  $\pm 0,01$ . Ввиду важности адекватной информации об индикатрисах отражения необходимы дальнейшие исследования индикатрис различных природных образований.

Путем аппроксимации результатов численного моделирования вертикальных профилей потоков УКР при ясном небе Т. Чен и Д. Оринг [61] получили соотношение между альbedo  $A_s$  системы подстилающая поверхность — атмосфера и альbedo  $A_0$  подстилающей поверхности:

$$A_s = a + bA_0,$$

где  $a = 0,0587$ ;  $b = 0,730$ . Среднеквадратическая погрешность этой аппроксимации равна 0,028. Равенство  $A_s = A_0$  имеет место при  $A_0 = 0,22$ . Сравнение рассчитанных значений альbedo системы с найденными по спутниковым данным среднезональными среднемесячными значениями альbedo системы при ясном небе привело к среднеквадратическому расхождению, составляющему 0,05. Если ввести дополнительно зависимость коэффициентов  $a$  и  $b$  от зенитного угла Солнца  $\theta_0$ , то средне-

квадратическая погрешность аппроксимации уменьшается до 0,017 (при  $\theta_0=0$ ), 0,018 ( $60^\circ$ ) и 0,021 ( $85^\circ$ ).

По данным измерений яркости системы подстилающая поверхность — атмосфера  $I_s$  с помощью установленного на спутнике «Метеосат» сканирующего радиометра (канал 0,4—1,1 мкм), наземных наблюдений суммарной радиации  $Q$  в отдельных точках и теоретических расчетов Б. Пинти и др. [136] проверили обоснованность следующей параметризации:

$$\pi I_s = \bar{C} + \bar{A}\alpha_L + \bar{B}\alpha_L^2,$$

где  $\alpha_L$  — ламбертово альbedo однородной подстилающей поверхности, предназначенной для восстановления  $A_s$ ;  $\bar{A}=Q^2/S_0$ ; коэффициенты  $\bar{B}=-\alpha_s\bar{A}$  и  $\bar{C}=\alpha_a S_0$  ( $\alpha_s$  — сферическое альbedo системы,  $\alpha_a$  — альbedo атмосферы) определяются расчетным путем (в рассматриваемом случае зенитные углы Солнца и визирования считаются одинаковыми).

Анализ результатов измерений за 2 июля 1979 г., относящихся к региону Сахели в Верхней Вольте, выявил достоверность восстановленных значений альbedo и показал, что точность восстановления определяется главным образом погрешностями наблюдений суммарной радиации. Поскольку использовалось значение суммарной радиации, осредненное за 1 сут, это ограничило восстановление условиями ясного неба. Однако при наличии данных о наблюдаемом дневном ходе возможно восстановление альbedo и при наличии облачности, оптическая толщина которой не превосходит 0,75. Каждая из погрешностей (в скобках) сферического альbedo (10%), альbedo атмосферы (10%), суммарной радиации (3%) и

измеряемой яркости (3—4%) эквивалентна погрешности восстановления альбедо, равной 5%. Главным преимуществом обсуждаемой методики является возможность определения пространственно-осредненного альбедо при масштабе осреднения порядка шага сетки, применяемой в моделях общей циркуляции атмосферы.

Б. Пинти и Г. Сцейвач [135] предложили методику восстановления альбедо участков подстилающей поверхности с характерными размерами порядка 150—200 км по данным измерений интенсивности УКР в условиях ясного неба с помощью сканирующего радиометра, установленного на спутниках «Метеосат». Основу методики составляет использование данных об отношении интенсивностей УКР для соседних участков, которое считается тождественным отношению альбедо. Наличие хотя бы одной точки привязки, для которой имеются наземные наблюдения альбедо, позволяет осуществить переход к восстановлению абсолютных значений альбедо по попарным отношениям интенсивностей УКР. Условием успешной реализации обсуждаемой методики являются изотропность поверхности и отсутствие существенной горизонтальной неоднородности оптических свойств атмосферы, определяющих трансформацию яркости поверхности толщей атмосферы.

В работе [135] приведены примеры построения карт альбедо поверхности в регионе Западной Африки за различные дни в период 18 февраля—2 июня 1979 г. Сравнение с данными наземных пиранометрических наблюдений показало, что максимальные расхождения не превосходили 15%. Восстановленные значения альбедо варьировали от 0,18 до 0,6. Альбедо Сахары оказалось значительно более высоким, чем значения

альbedo, которые обычно задают при численном моделировании климата. Отчетливо выявляется уменьшение альbedo Сахельского региона при переходе от сухого к влажному сезону. Необходимы дальнейшие исследования с целью обоснования методики перехода от восстановленных значений альbedo в ограниченном интервале длин волн (0,4—1,1 мкм) к интегральному альbedo.

Альbedo системы подстилающая поверхность—атмосфера при ясном небе  $\alpha$  является важной климатической характеристикой в связи, в частности, с тем, что воздействие облачности на коротковолновый РВЗ определяется разностью альbedo системы при облачном и ясном небе. Б. Бриглеб и др. [53] предприняли сопоставление значений  $\alpha$ , полученных по данным спутниковых наблюдений и путем расчета для квадратов  $1^\circ \times 1^\circ$  при задании реалистического распределения альbedo основных типов подстилающей поверхности, варьирующих оптических свойств атмосферы и широкого диапазона зенитного угла Солнца. Наблюденные значения  $\alpha$  получены по данным геостационарного спутника GOES-2 за ноябрь 1978 г. и охватывают главным образом регион  $45^\circ$  ю. ш.— $45^\circ$  с. ш.,  $30^\circ$  з. д.— $125^\circ$  з. д., характеризующий широким диапазоном изменчивости типов подстилающей поверхности (лесá, кустарники, травяной покров, влажная почва, пустыни, болота, океан).

В работе [53] детально обсуждена методика восстановления интегрального (диапазон длин волн 0,2—4,5 мкм) альbedo системы по спутниковым данным об угловом распределении интенсивности УКР в узком спектральном интервале — 0,55—0,75 мкм. Расчеты  $\alpha$  сделаны с разбиением диапазона УКР на четыре полосы: 0,2—0,5; 0,5—0,7; 0,7—0,85 и 0,85—4,0 мкм. Сравнение наблюда-

емых и рассчитанных значений  $\alpha$  над океаном показало, что расхождения абсолютных значений не превосходят  $\pm 1\%$ , т. е. не выходят за пределы погрешностей измерений и расчетов.

Обнаружены значительные изменения  $\alpha$  над океаном в зависимости от широты. Примерно 50% изменчивости  $\alpha$  обусловлено изменениями альбедо поверхности океана за счет вариаций высоты Солнца. Значения альбедо над сушей согласуются в пределах  $\pm 2\%$  при наличии существенной изменчивости альбедо подстилающей поверхности от 13% в бассейне Амазонки до 24% над горными районами запада Северной Америки. Подобные расхождения также не превосходят погрешностей наблюдений и расчетов. Важным фактором изменчивости  $\alpha$  над сушей является спектральная зависимость альбедо растительного покрова. Географическая специфика изменений  $\alpha$  может быть охарактеризована на основе учета трех категорий природных условий: 1) широколиственные и хвойные вечнозеленые леса, а также культивируемые земли в тропиках (низкое альбедо); 2) горы, травяной покров и кустарники (высокое альбедо); 3) лиственные леса и высокий травяной покров (промежуточные значения альбедо).

К. Готье и К. Кацарос [71] описали методику восстановления коротковолнового РБИ по данным геостационарного спутника GOES (интервал длин волн 0,5—0,85 мкм) для региона летнего Индийского муссона (главным образом над океаном) за периоды 1 мая—11 июня 1979 г. (до начала муссона) и 12 июня—23 июля (во время начала и последующего развития муссона). Изменения альбедо со временем не учитывались.

Поле альбедо (при пространственном разрешении 32 км) восстановлено по данным за период

11—25 июня с использованием методики отбора минимальных значений яркости. Альбеда  $A_s$  вычисляется с учетом спутниковых данных о количестве облаков, восстановленном (путем использования пороговой методики) по рассчитанным значениям суммарной радиации при ясном небе и при сплошной облачности (в последнем случае учитываются измеренные значения яркости системы). При характерном среднесуточном значении РБП, равном  $200 \text{ Вт/м}^2$ , погрешность восстановления составляет около  $20 \text{ Вт/м}^2$  (если пространственное осреднение равно  $50 \text{ км}$ ) и уменьшается менее чем до  $10 \text{ Вт/м}^2$  (осреднение за 1 неделю) и  $5 \text{ Вт/м}^2$  (осреднение за 2 недели).

В течение предмуссонного периода доминирующей особенностью поля РБП является сильный максимум, охватывающий все Аравийское море (более  $300 \text{ Вт/м}^2$ ), и глубокий минимум в центральной и восточной частях экваториального пояса Индийского океана, обусловленный мощной конвективной облачностью. По мере развития муссона минимум все более сдвигается на запад, причем за короткое время (10—20 июня) происходит радикальная трансформация пространственной структуры всего поля РБП. Аравийский максимум отступает к побережью Сомали, а большая часть Аравийского моря оказывается зоной сильного минимума РБП, связанного с интенсивными осадками вдоль юго-западного побережья Индии.

Полученные в работе [71] результаты позволяют лучше понять роль взаимодействия атмосферы и океана в период фазы формирования муссона.

Расчеты и наблюдения показали, что значительная часть влаги, необходимой для формирования муссонного потока, возникает за счет испарения

с поверхности Индийского океана (и особенно Аравийского моря, где положительная аномалия РБП порождает повышение температуры поверхности моря). Важной задачей Международной программы ТОГА являются дальнейшие исследования процессов взаимодействия атмосферы и океана.

## 2. Длинноволновая радиация

На основе анализа результатов вычислений чувствительности противоизлучения атмосферы  $I_a$  к вариациям различных определяющих его параметров Э. Рашке [145] изучил возможности восстановления противоизлучения по данным спутниковых наблюдений в целях обеспечения погрешностей восстановления среднемесячных значений  $I_a$  не более  $10-20 \text{ Вт/м}^2$  при пространственном осреднении порядка шага сетки, применяемой в моделях климата. Главные трудности восстановления  $I_a$  определяются тем, что около 75%  $I_a$  обусловлено нижним 200—300-метровым слоем атмосферы, а также таким трудно определяемым по спутниковым данным параметрам, как высота нижней границы облаков  $h_c$ .

Из результатов вычислений чувствительности  $I_a$  следует, что: 1) в разнообразных климатических условиях наиболее существенным фактором изменчивости  $I_a$  является температура воздуха при ясном небе; 2) вклад облачности возрастает от почти несущественного в ВЗК до больших значений в субарктических регионах, где происходит сильное уменьшение влагосодержания нижних слоев атмосферы; 3) влияние изменчивости количества и высоты нижней границы облаков более значительно в случае облачности нижнего яруса, чем верхнего.

Сделанные ранее расчеты  $I_a$  с использованием вертикальных профилей температуры и влажности, восстановленных по данным аппаратуры TOVS, показали, что среднеквадратическая погрешность рассчитанных значений  $I_a$  составляет  $20 \text{ Вт/м}^2$  при изменениях противоизлучения атмосферы в пределах  $200\text{—}400 \text{ Вт/м}^2$ , причем главным источником погрешностей является неопределенность высоты нижней границы облаков. Предпринятая П. Шметцом попытка расчета  $I_a$  по оперативным данным объективного анализа полей температуры (с использованием обычной и спутниковой информации) и спутниковым данным об условиях облачности с последующим сопоставлением с результатами наземных наблюдений  $I_a$  на четырех станциях привела к значению среднеквадратической погрешности, равному  $11,6 \text{ Вт/м}^2$  ( $4\%$  от  $I_a$ ). Для оценки реальных возможностей восстановления противоизлучения атмосферы необходим дальнейший анализ имеющейся входной информации и способов повышения ее надежности (особенно это относится к высоте нижней границы облаков  $h_c$ ). Важное значение имеют наземные наблюдения противоизлучения атмосферы в различных климатических условиях.

В. Дарнелл и др. [62] предложили методику определения противоизлучения атмосферы путем расчетов по данным спутникового дистанционного зондирования с использованием приближенной схемы параметризации переноса теплового излучения в атмосфере. Обсуждаемая методика исходит из учета того, что  $99\%$  противоизлучения атмосферы формируется ниже уровня  $700 \text{ гПа}$ , а главными факторами, определяющими  $I_a$ , являются вертикальные профили температуры и водяного пара, количество и высота нижней границы

Таблица 15

**Чувствительность противоизлучения атмосферы  
к погрешностям входных параметров**

Параметр	Вероятная погрешность параметра	Погрешность противоизлучения, %
Температура поверхности и тропосферы	$\pm 2,5$ К	$\pm 3,0$
Общее содержание водяного пара в атмосфере	$\pm 30\%$	$\pm 4,6$
Количество облаков	$\pm 0,2$	$\pm 3,1$
Высота нижней границы облаков		
650 гПа	$\pm 100$ гПа	$\pm 1,29$
800 гПа	$\pm 100$ гПа	$\pm 1,35$

облаков. За исключением последней величины, все остальные могут быть найдены по данным дистанционного зондирования. Поскольку эти данные содержат также сведения о высоте верхней границы облаков, то значение  $h_c$  можно рассчитать, задав климатологические величины толщины облачного покрова, например для уровня 50 гПа.

В табл. 15 приведена чувствительность противоизлучения атмосферы к погрешностям входных параметров. Сравнение восстановленных значений противоизлучения атмосферы (для квадратов  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ) с данными наземных подспутниковых пиргелиометрических наблюдений в период с 15 апреля по 15 мая 1979 г. (41 виток) обнаружило среднеквадратическое расхождение в пределах  $20 \text{ Вт/м}^2$  (6,5%), обусловленное погрешностями

дистанционного зондирования и оценки местных метеорологических параметров.

Для трех моделей атмосферы (тропическая, стандартная и зимняя среднеширотная) Р. Мееркёттер и Х. Грассль [109] сделали расчеты спектрального распределения эффективного излучения гладкой водной поверхности в диапазоне длин волн 4—100 мкм с использованием матрично-операторной методики. Расчеты показали, что на долю окна прозрачности 8—13 мкм приходится примерно 72% интегрального эффективного излучения подстилающей поверхности. Отсюда следует, что восстановление этого излучения по данным спутниковых измерений УДР возможно лишь при использовании данных для окна прозрачности.

В работе [109] предпринято обоснование методики эмпирической множественной регрессии по данным установленного на спутнике NOAA-7 усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения для спектральных интервалов 10,3—11,3 и 11,5—12,5 мкм. Обработка результатов вычислений эффективного излучения подстилающей поверхности и УДР для 77 случаев, охватывающих разнообразные метеорологические условия при ясном небе (например, относительная влажность варьировала в диапазоне 20—90%), показала, что для рассматриваемого массива данных коэффициент множественной корреляции достигает 0,9, а среднеквадратическая погрешность аппроксимации меньше 10 Вт/м<sup>2</sup>. Учет уровня аппаратных шумов практически не изменяет оценки погрешности, а если осуществлять осреднение по четырем элементам разрешения (это эквивалентно разрешению 2,2×2,2 км), то она полностью сохраняется. Пример обработки реальных данных за 23 августа 1981 г., относящихся к акватории се-

вернее Азорских островов (эта акватория охватывает  $512 \times 512$  элемента разрешения, а осреднение выполнено по 16 элементам), продемонстрировал, что в районах отсутствия облаков восстановленное поле эффективного излучения подстилающей поверхности вполне реалистично. Необходимы дальнейшие исследования в целях обоснования предложенной регрессионной методики на основе использования более репрезентативной базы данных.

### 3. Компоненты теплового баланса

**3.1. Радиационный баланс.** Э. Рашке [144] сделал обзор возможностей восстановления компонентов РБП по данным спутниковых наблюдений с учетом того, что допустимые погрешности определения глобальных и среднемесячных значений варьируют в пределах  $2-20 \text{ Вт/м}^2$ . Как уже отмечалось, к настоящему времени разработаны достаточно надежные методики восстановления суммарной радиации, которые требуют, однако, дальнейших проверок путем сравнения с данными наземных наблюдений (особенно при наличии снежного или ледяного покрова). Использование оцифрованных изображений позволяет прослеживать изменения альbedo поверхности, но остается нерешенной задача перехода от непосредственно измеренных спектральных альbedo к интегральному альbedo. Лишь в стадии первоначальной разработки находится решение задачи восстановления противозлучения атмосферы и эффективного излучения. Во всех случаях принципиально важное значение имеет осуществление наземных контрольных наблюдений на специально отобранных ключевых участках.

Р. Пинкер и Л. Корио [127] выполнили сопоставление наземных данных по РБП с результатами спутниковых измерений РБЗ для района Великих Равнин США в период лета 1977 г. Значения РБЗ получены с использованием данных наблюдений суммарной радиации на сети станций, характерных значений альbedo поверхности и рассчитанного по формуле эффективного излучения. Источником информации о РБЗ служили данные сканирующего радиометра, установленного на спутнике NOAA-5, для каналов 0,56–0,75 и 10,5–12,5 мкм, осредненные по квадратам 50×50 км.

После исключения недостаточно надежных данных получены три уравнения регрессии:

$$R_0 = 101,814 + 1,195R,$$

$$R_0 = 0,484 + 0,374R + 0,601 \cdot 10^{-4}R^2,$$

$$R_0 = 0,462 \cdot 10^2 + 0,285R + 0,862F,$$

где  $R_0$  — РБП;  $R$  — РБЗ;  $F$  — УДР; коэффициент корреляции равен 0,69 для первых двух уравнений и 0,76 для третьего уравнения. Сравнение полей РБП и РБЗ показало, что осредненное альbedo системы не всегда является наилучшим индикатором УДР (как правило, между этими величинами имеет место отрицательная корреляция). Так, например, в районах штатов Нью Мексико, Колорадо и Вайоминг наблюдались такие ситуации, когда альbedo было практически одинаковым, но значения УДР существенно варьировали, будучи более высокими над пустынями, чем над горными районами. Несомненно также, что суммарная радиация не является существенным фактором изменчивости РБП, как это иногда предполагается при использовании регрессионных связей между РБП

и суммарной радиацией. Авторы [127] подчеркнули необходимость дальнейших исследований эмпирических связей между полями РБП и РБЗ.

На основе обработки изображений в видимой и ИК-области спектра для региона Тибетского плато за май — август 1979 г., полученных с помощью спутника «Тирос-Н», в работе [181] сделаны оценки средних месячных и декадных значений суммарной радиации, альbedo, эффективного излучения и РБП для квадратов  $2^\circ \times 2^\circ$ . Среднеквадратические абсолютные погрешности восстановления РБП оказались равными 18 и 37 кал/(см<sup>2</sup>·сут) для средних месячных и декадных значений соответственно. Анализ полученных результатов показал, что максимальные значения РБП около 300 кал/(см<sup>2</sup>·сут) наблюдаются на юге Тибета (южнее  $34^\circ$  с. ш.,  $83-93^\circ$  в. д.). Суммарная радиация на высотах более 3 км достигает 577 кал/(см<sup>2</sup>·сут), но в значительной степени компенсируется (при формировании РБП) большим эффективным излучением и отраженной радиацией (38 и 24% по отношению к РБП соответственно). Среднее значение РБП равно 218 кал/(см<sup>2</sup>·сут).

**3.2. Затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен.** Поскольку радиационный баланс и затраты тепла на испарение (поток скрытого тепла) являются главными компонентами теплового баланса поверхности водных бассейнов, большой интерес представляют поиски возможностей их восстановления по данным спутниковых измерений [165]. При изучении теплового баланса океана в климатологических исследованиях допустимая погрешность восстановления не должна превосходить 10—15 Вт/м<sup>2</sup> при пространственно-временных масштабах осреднения в пределах от нескольких сотен до тысяч километров и более.

Как отметил П. Тэйлор [165], поток скрытого тепла  $F_E$  можно приближенно параметризовать следующим образом:

$$F_E \approx 3,3\bar{u}_z(\bar{q}_0 - \bar{q}_z),$$

где  $\bar{q}_0$  и  $\bar{q}_z$  — осредненные значения удельной влажности у поверхности океана и на высоте  $z$  (в г/кг);  $\bar{u}_z$  — средняя скорость ветра (в м/с) на высоте  $z$ . Опыт обработки данных скаттерометра, установленного на спутнике «Сисат», выявил возможность восстановления скорости ветра у поверхности океана с погрешностью  $\pm 1,6$  м/с. Для упрощения решения задачи принято, однако, постоянное значение  $\bar{u}_z = 10$  м/с. В таком случае погрешность восстановления  $F_E$ , равная  $10 \text{ Вт/м}^2$ , обеспечивается, если погрешности восстановления удельной влажности не превосходят  $0,3$  г/кг.

Удельную влажность у поверхности можно вычислить по температуре поверхности океана  $T_0$ , но погрешности восстановления  $T_0$  в лучшем случае могут составлять  $\pm 1^\circ \text{C}$ , что эквивалентно ошибке расчета  $\bar{q}_0$ , равной  $0,6$  г/кг в умеренных широтах ( $T_0 \approx 283 \text{ K}$ ) и около  $1,3$  г/кг в зоне пассатов ( $T_0 \approx 297 \text{ K}$ ). При скорости ветра  $10$  м/с это вызывает погрешности определения потока скрытого тепла, достигающие  $40 \text{ Вт/м}^2$ . Таким образом, точность восстановления  $T_0$  недостаточно высока для удовлетворения критерия точности расчета  $\bar{q}_0$ .

Что касается  $\bar{q}_z$ , то наблюдается корреляция этой величины с общим влагосодержанием атмосферы, которое может быть восстановлено по спутниковым СВЧ-данным с погрешностью, характерной для данных аэрологических зондирований. Однако подобная корреляция недостаточно надежна и поэтому влагосодержание не может служить предиктором удельной влажности.

Таблица 16

Погрешности восстановления различных величин, обеспечивающие погрешность определения потока скрытого тепла, равную  $10 \text{ Вт/м}^2$

Величина-предиктор	Умеренные широты	Зона пассатов
Температура поверхности океана, К	0,5	0,25
Средняя температура пограничного слоя атмосферы, К	2,5	1,0
Высота слоя инверсии, гПа	10	20

Оценки погрешностей различных величин-предикторов, которые порождают погрешность восстановления потока скрытого тепла, равную  $\pm 10 \text{ Вт/м}^2$  (при скорости ветра  $10 \text{ м/с}$ ), в предположении, что влагосодержание пограничного слоя атмосферы известно точно, приведены в табл. 16. Рассмотренные результаты свидетельствуют о том, что достаточно надежное восстановление климатологических значений затрат тепла на испарение возможно лишь при совместном использовании данных спутниковых и обычных (прямых) измерений.

Б. Симон и П. Десаи [154] предприняли опыт анализа величин потоков скрытого и явного тепла, вычисленных с использованием судовых данных о температуре поверхности океана  $T_0$  и атмосферном давлении у поверхности, а также следующей информации: сведения о векторе скорости ветра по данным геостационарного спутника о движении облаков нижнего яруса; спутниковые («Тирос-Н») данные дистанционного определения температуры (включая  $T_0$  и среднюю температуру

слоев 1000—850, 850—700, 700 гПа) и влажности (влагосодержание слоев 1000—700, 700—500 и 500—300 гПа). Рассматриваемая информация получена в период осуществления программы МОНЭКС-79 (май—июль) и относится к экваториальному поясу Индийского океана (6° ю. ш.—5° с. ш., 40°—90° в. д.) при пространственно-временном осреднении 5°×5° и 10 сут. Использование данных объективного анализа поля ветра позволило оценить сдвиг ветра в слое 1000—850 гПа, а затем экстраполировать спутниковые данные о ветре к уровню 1000 гПа.

По данным о  $T_0$  получены оценки удельной влажности  $q_s$  у поверхности океана. Результаты определения со спутников температуры и влажности послужили основой для определения температуры  $T_a$  и влажности  $q_a$  приповерхностного слоя атмосферы. Потoki скрытого  $L_H$  и явного  $S_H$  тепла вычислены по известным разностным формулам:

$$L_H = \rho_a C_D L (q_0 - q_a) u, \quad S_H = \rho_a c_p C_D (T_0 - T_a) u,$$

где  $\rho_a$ —плотность воздуха;  $u$ —скорость ветра;  $L=597,0-0,6T_0$ ;  $C_D$ —коэффициент перемешивания;  $c_p$ —теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Явное тепло рассчитывалось также по судовым данным для отношения Боуэна  $S_H/L_H$  и спутниковой информации об  $L_H$ . Оценки погрешностей расчета скрытого и явного тепла (путем сравнения с судовыми данными) привели к значению около 30%, которое можно считать вполне приемлемым. Анализ данных об изменчивости со временем потоков скрытого и явного тепла для 50°—55° в. д., 85°—90° в. д. за период май—июль показал, что отношение Боуэна варьировало мало, но начало муссона было отмечено резким максимумом скрытого тепла для 50°—55° в. д.

(220 Вт/м<sup>2</sup>) с последующим быстрым спадом до 30 Вт/м<sup>2</sup>. Также значительно изменялся и поток явного тепла.

В. Миллер и А. Ранго [110] обсудили опыт использования данных спутника для картирования теплоемкости почвы (НСММ) об УДР в интервале длин волн 10,5—12,5 мкм с целью восстановления испарения с поверхности озера Юта — мелкого (средняя глубина 4 м) эвтрофного озера, расположенного в полуаридной центральной части штата Юта (США). Акватория озера площадью 385 км<sup>2</sup> содержала 2800 элементов разрешения (0,48×0,48 км) ИК-радиометра. В период спутниковых наблюдений (с апреля 1978 г. по сентябрь 1980 г.) проводились контрольные наблюдения в 15 точках, в том числе наблюдения при помощи испарителя. Поскольку калибровка ИК-радиометра оказалась ненадежной, температура поверхности озера восстанавливалась путем сравнения значений УДР при ясном небе с данными прямых измерений температуры воды. Определялись значения радиационной температуры, осредненной по акватории озера, по данным спутниковых наблюдений днем, ночью, днем и ночью и разность радиационной температуры днем и ночью.

Сравнение полученных по данным испарителя значений испарения с перечисленными величинами показало, что наиболее высока корреляция среднего испарения  $E$  за 2 сут с радиационной температурой (в °С) ночью:

$$E = -0,602 + 0,079T_n,$$

где коэффициент корреляции равен 0,954. Высокой оказалась также корреляция среднемесячного испарения, вычисленного с использованием теоретической модели (предполагающей, что в случае

большого озера влияние ветра на испарение несущественно) и значений радиационной температуры днем или ночью (93—94%). Это позволяет надежно восстанавливать среднемесячное испарение по данным НСММ, используя эмпирическое соотношение между вычисленным и непосредственно наблюдаемым испарением и радиационной температурой. Восстановленные значения  $T_0$  могут быть использованы для определения насыщающей упругости водяного пара  $e_s$  на уровне поверхности воды, входящей в простейшее соотношение для испарения:

$$E \approx (e_s - e_d) f(u),$$

где  $e_d$  — упругость водяного пара в воздухе над поверхностью;  $f(u)$  — функция скорости ветра  $u$ . Если  $f(u)$  и  $e_d$  известны по данным независимых прямых измерений, то найденное по спутниковым данным значение  $e_s$  будет играть роль входного параметра, для которого не требуются прямые измерения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обсуждение некоторых ключевых аспектов проблемы радиационного баланса Земли, отображая усиливающуюся актуальность проблемы, свидетельствует о необходимости расширения и углубления программы дальнейших исследований. Все еще остается нерешенной задача получения достаточно представительного (длинного и однородного) ряда данных по РБЗ. Это определяется как разнообразием и несовершенством применявшейся аппаратуры, так и незавершенностью усилий по разработке схем перехода от непосредственно измеряемых сигналов к физическим величинам РБЗ и его компонентов. Особый интерес представляет использование спутниковых данных в исследованиях климата и его изменений. Важной целью дальнейших исследований должно стать комплексное применение широкой совокупности данных дистанционного зондирования для обоснования теории формирования энергоактивных зон океана и поверхности суши. Необходим анализ проявлений этих зон на уровне отдельных регионов. Физической основой для такого рода региональных исследований могут служить соответствующие «кластеры», характеризующие аномалии РБЗ. Необходимым этапом продолжения обсуждаемых работ является дальнейшее совершенствование мо-

делей климата. Анализ результатов численного моделирования и существующих архивов спутниковых данных позволит уточнить требования, которые следует предъявлять к спутниковой аппаратуре и данным по РБЗ. Несомненно, в частности, что данные наблюдений РБЗ будут играть важную роль как источник информации для проверки надежности результатов численного моделирования климата.

Важную группу задач составляет проблема валидации данных наблюдений посредством сопоставления данных различных приборов, сравнения измеренных и рассчитанных значений радиационных потоков и анализа их физической непротиворечивости. Дальнейшие перспективы исследований РБЗ связаны прежде всего с методическими разработками, обеспечивающими однородность непрерывного ряда данных начиная примерно с 1975 г., а также продолжение этого ряда с использованием данных трехспутниковой системы в рамках Эксперимента по РБЗ и информации оперативных метеорологических спутников (сканирующие радиометры). На этой основе должен быть создан международный архив данных по РБЗ. Для обеспечения надежного восстановления компонентов РБЗ требует совершенствования методика калибровки устанавливаемых на спутниках NOAA усовершенствованных радиометров очень высокого разрешения. Серьезные перспективы открывает использование многоканальных данных дистанционного зондирования для восстановления вертикальных профилей радиационных потоков и притоков тепла. Необходимы разработки в целях обоснования оптимального комплекса аппаратуры будущего и уточненных требований к данным по РБЗ. В частности, следует оценить целесообразность ус-

тановки аппаратуры РБЗ на геостационарных спутниках. Большое значение имеет продолжение спутниковых наблюдений интегральной и спектральной солнечной постоянной. Критически важную роль играет совершенствование и расширение наземной актинометрической сети, а также дальнейшая разработка методик восстановления компонентов РБП по данным спутниковых наблюдений, определение проблемно-ориентированных комплексных программ полевых наблюдений, создание соответствующих архивов данных.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Агаян Г. М., Голицын Г. С., Мохов Н. И.* Зависимость потока уходящей тепловой радиации от приземной температуры по глобальным данным // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21, № 6. С. 657–661.
2. *Агаян Г. М., Мохов Н. И.* Относительный вклад климатических переменных в формирование потока уходящей тепловой радиации // Метеорология и гидрология. 1984. № 10. С. 38–44.
3. *Дмитриев А. А.* О возможности восстановления истинного поля яркости // Актинометрия и атмосферная оптика. М.: Наука, 1964. С. 59–66.
4. *Дмитриев А. А.* Определение поля интенсивности излучения при измерении широкоугольными устройствами // Тр. Ун-та дружбы народов. Физика. 1965. Т. 12, вып. 2. С. 70–81.
5. *Захарова Т. В., Несмелова Е. И.* Особенности пространственного распределения суммарной радиации на европейской территории СССР летом 1976 г. на основе спутниковой информации об облачности // Межвуз. сб. Л.: ЛГМИ, 1981. № 75. С. 115–123.
6. *Ильин Ю. А., Кузнецов А. А., Малинников В. А., Чернышов О. Н.* О возможности дистанционного определения параметров энергообмена на границе раздела море–атмосфера // Комплексное изучение природных ресурсов. Элиста: Калм. кн. изд-во, 1984. С. 64–71.
7. *Козодеров В. В.* О восстановлении компонентов радиационного баланса земной поверхности по данным спутниковых измерений // Исслед. Земли из космоса. 1983. № 4. С. 5–17.

8. *Кондратьев К. Я.* Радиационный баланс Земли как планеты // *Метеорология и гидрология*. 1962. № 1. С. 28–34.
9. *Кондратьев К. Я.* Всемирная исследовательская климатическая программа: Состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений. М.: ВИНТИ, 1982. 276 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология; Т. 8).
10. *Кондратьев К. Я.* Спутниковая климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
11. *Кондратьев К. Я.* Радиационный баланс Земли, аэрозоль и облака. М.: ВИНТИ, 1983. 316 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология; Т. 10).
12. *Кондратьев К. Я.* Вулканы и климат. М.: ВИНТИ, 1985. 204 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология; Т. 14).
13. *Кондратьев К. Я.* Природные и антропогенные изменения климата. М.: ВИНТИ, 1986. 340 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология; Т. 16).
14. *Кондратьев К. Я.* Глобальный климат. М.: ВИНТИ, 1987. 313 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология; Т. 17).
15. *Кондратьев К. Я., Биненко Н. И.* Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
16. *Кондратьев К. Я., Козодеров В. В.* Статистические характеристики аномалий двухмерных полей радиационного баланса Северной Атлантики // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 275, № 2. С. 338–342.
17. *Кондратьев К. Я., Козодеров В. В.* Аномалии радиационного баланса Земли и теплосодержания деятельного слоя океана как проявления энергоактивных зон // *Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы»*. М.: ВИНТИ, 1984. 278 с. (Итоги науки и техники; Т. 4).
18. *Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И.* Парниковый эффект атмосферы и климат. М.: ВИНТИ, 1984. 264 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т. 12).
19. *Кондратьев К. Я., Козодеров В. В.* Изменчивость компонентов радиационного баланса Северной Атлантики по данным спутниковых измерений // *Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана*.

- Л.: Гидрометеоздат, 1985. С. 8–16. (Тр. 1-го Междунар. симпоз.; Т. 2).
20. *Кондрагьев К. Я., Смоктий О. И.* Об определении передаточной функции атмосферы для спектрально-го альbedo системы поверхность—атмосфера // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206, № 6. С. 1349–1352.
  21. *Кондрагьев К. Я., Смоктий О. И.* Об определении спектральных передаточных функций для яркостей и контрастов природных образований при спектрофотометрировании системы атмосфера—подстилающая поверхность из космоса // Тр. ГГО. 1973. Вып. 295. С. 24–50.
  22. *Кондрагьев К. Я., Филипович О. П.* К вопросу об уходящем излучении // Вестн. ЛГУ. 1952. № 6. С. 60–65.
  23. *Корнеева Л. В., Пряхин Е. А.* Опыт измерения ИК-радиации Земли среднеугольным датчиком // Тр. ГосНИЦИПР. 1984. Вып. 16. С. 95–101.
  24. *Кярнер О. Ю.* О годовом ходе количества альbedo и облаков // Исслед. Земли из космоса. 1985. № 1. С. 17–22.
  25. *Марчук Г. И., Кондрагьев К. Я., Авасте О. А.* и др. Межгодовая изменчивость компонентов радиационного баланса Земли по данным спутниковых измерений // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 65–70.
  26. *Марчук Г. И., Кондрагьев К. Я., Козодеров В. В.* Изменчивость радиационного баланса Северной Атлантики по данным спутниковых измерений // Там же. 1983. Т. 272, № 5. С. 1099–1102.
  27. *Марчук Г. И., Кондрагьев К. Я., Козодеров В. В.* Энергоактивные зоны Северной Атлантики как проявления межгодовой изменчивости радиационного баланса // Исслед. Земли из космоса. 1984. № 1. С. 3–15.
  28. *Марчук Г. И., Кондрагьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И.* Облака и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 512 с.
  29. *Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И.* Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 199 с.
  30. *Мусаелян Ш. А.* О природе некоторых сверхдли-тельных атмосферных процессов. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 142 с.
  31. *Несмелова Е. И.* О возможности восстановления полей суммарной радиации по полю облачности на

- спутниковых фотографиях // Дистанционные оценки общей увлажненности территорий. М.: Радио и связь, 1984. С. 93–96.
32. *Пятовская Н. П.* Применимость расчетной схемы перехода от яркости, измеренной с ИСЗ, к потокам уходящей коротковолновой радиации // Тр. ГГО. 1972. Вып. 275. С. 3–15.
  33. *Ржеплинский Д. Г., Швырков Н. Н.* Возможности использования данных ИСЗ для расчетов теплообмена между океаном и атмосферой в Ньюфаундлендской ЭАЗО в зимний период // Исслед. Земли из космоса. 1986. № 4. С. 32–41.
  34. *Рудяев Ф. К., Трофимов В. К.* Внутригодовая изменчивость составляющих радиационного баланса системы Земля–атмосфера // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1987. Т. 119, вып. 3. С. 213–218.
  35. *Семенова И. В., Хрол В. П.* О методике климатологического расчета радиационного баланса системы Земля–атмосфера в Северной полярной области // Тр. АНИИ. 1982. Т. 383. С. 109–119.
  36. *Сутовский В. М.* Оценка влияния облачности на уходящую длинноволновую радиацию системы Земля–атмосфера по данным ИСЗ «Метеор-2» // Тр. ГосНИЦИПР. 1984. Вып. 19. С. 67–77.
  37. *Сутовский В. М.* Сопоставление данных синхронных спутниковых измерений уходящей длинноволновой радиации в спектральных диапазонах 3–30 и 8–12 мкм // Там же. Вып. 16. С. 104–108.
  38. *Тимофеев Н. А.* Возможности и перспективы определения потоков радиации на поверхности океанов и в атмосфере по спутниковым измерениям // Морские геофизические исследования. Севастополь: МГИ, 1980. № 3. С. 155–165.
  39. *Тимофеев Н. А.* Соотношение между компонентами радиационного режима в системе океан–атмосфера при предельных условиях облачности // Дистанционное зондирование океана. Севастополь: МГИ, 1982. С. 35–41.
  40. *Тимофеев Н. А.* Годовой цикл в зависимостях длинноволнового излучения Земли в космос от температуры воздуха и облачности // Там же. С. 42–48.
  41. *Тимофеев Н. А.* Радиационный режим океанов. Киев: Наук. думка, 1983. 248 с.
  42. *Тимофеев Н. А., Ермоленко А. И., Шутова Е. Н.* О корреляции интегральной и спектральной интен-

- сивностей уходящего в космос длинноволнового излучения // Исследование океана дистанционными методами. Севастополь: МГИ, 1981. С. 157–166.
43. *Ardanuy P. E.* Determinability of inter-annual global and regional climatic changes of the Earth radiation budget // Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 410–413.
  44. *Ardanuy P., Jacobowitz H.* A calibration adjustment technique combining ERB parameters from different remote sensing platforms into a long-term data set // J. Geophys. Res. 1984. Vol. D89, N 4. P. 5011–5019.
  45. *Ardanuy P. E., Kyle H. L.* El Nino and outgoing longwave radiation: observations from Nimbus-7 ERB // Mon. Weather Rev. 1986. Vol. 114, N 2. P. 415–433.
  46. *Ardanuy P. E., Kyle H. L.* Observed perturbations of the Earth's radiation budget: a response to the El Chichon stratospheric aerosol layer? // J. Clim. and Appl. Meteorol. 1986. Vol. 25, N 4. P. 505–516.
  47. *Ardanuy P., Rea J.* Degradation asymmetries and recovery of the Nimbus-7 Earth radiation budget shortwave radiometer // J. Geophys. Res. 1984. Vol. D89, N 4. P. 5039–5048.
  48. *Arking A., Vermey S.* The Nimbus-7 ERB data set: A critical analysis // Ibid. P. 5089–5098.
  49. *Barkstrom B. R.* The Earth radiation budget experiment (ERBE) // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1984. Vol. 65, N 11. P. 1170–1185.
  50. *Barkstrom B. R., Smith G. L.* The Earth radiation budget experiment: science and implementation // Rev. Geophys. 1986. Vol. 24, N 2. P. 379–390.
  51. *Bess T. D.* Zonal and hemispheric variability of Nimbus-6 ERB longwave radiation // Fifth Conf. on Atmos. Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 414–417.
  52. *Bess T. D.* Variability of Earth-emitted radiation from one year of Nimbus-6 ERB data // J. Atmos. Sci. 1986. Vol. 43, N 14. P. 1445–1453.
  53. *Briegleb B. P., Minnis P., Ramanathan V., Harrison E.* Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and model computations // J. Clim. and Appl. Meteorol. 1986. Vol. 25, N 2. P. 214–226.

54. *Briegleb B., Ramanathan V.* Spectral and diurnal variations in clear sky planetary albedo // *J. Appl. Meteorol.* 1982. Vol. 21, N 8. P. 1160–1171.
55. *Brooks D. R., Harrison E. F., Minnis P.* et al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 422–438.
56. *Brooks D. R., Minnis P.* Simulation of the Earth's monthly average regional radiation balance derived from satellite measurements // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1984. Vol. 23, N 3. P. 392–403.
57. *Buriez J. C., Bonnel B., Fouquart Y.* Theoretical and experimental sensitivity study of the derivation of the solar irradiance at the Earth's surface from satellite data // *Contrib. Atmos. Phys.* 1986. Vol. 59, N 2. P. 263–281.
58. *Cano D., Monget J. M., Albuissou M.* et al. A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data // *Solar Energy.* 1986. Vol. 37, N 1. P. 31–39.
59. *Chen T. S., Gruber A.* Diurnal variations of outgoing longwave radiation from polar-orbiting satellites // *Fifth Conf. on Atmos. Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland.* Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 418–420.
60. *Chen T. S., Ohring G., Ganot H.* Some applications of satellite radiation observations to climate studies. Wash. (D. C.), 1983. 21 p. (NOAA Techn. Rep. NESDIS; N 4).
61. *Chen T. S., Ohring G.* On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos // *J. Atmos. Sci.* 1984. Vol. 41, N 1. P. 156–158.
62. *Darnell W. L., Gupta S. K., Staylor W. F.* Downward longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data: validation of methodology // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1986. Vol. 25, N 7. P. 1012–1021.
63. *Davies R.* Reflected solar radiances from broken cloud scenes and the interpretation of scanner measurements // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 1. P. 1259–1266.
64. *Davis P. A., Major E. R.* An assessment of Nimbus-7 ERB shortwave scanner data by correlative analysis with narrowband CZCS data // *Ibid.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 5077–5088.
65. *Dezio J. A., Jensen C. A.* Earth radiation budget satellite // *Monitoring Earth's ocean, land and atmosphere*

- space: Sensivity, systems and applications. N. Y., 1985. P. 261-292.
66. *Dugas W. A., Heuer M. L.* Relationships between measured and satellite-estimated solar irradiance in Texas // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1985. Vol. 24, N 8. P. 751-757.
  67. *Duvel J. P., Kandel R. S.* Anisotropy of longwave radiation emergent from a broken cloud field and its effect on satellite estimates of flux // *Ibid.* 1984. Vol. 23, N 10. P. 1411-1420.
  68. *Duvel J. P., Kandel R. S.* Regional-scale diurnal variations of outgoing infrared radiation observed by Meteosat // *Ibid.* 1985. Vol. 24, N 4. P. 335-349.
  69. *England C. F., Hunt G. E.* A study of the errors due to temporal sampling of the Earth's radiation budget // *Tellus.* 1984. Vol. B36, N 5. P. 303-316.
  70. *Gautier C., Diak G., Masse S.* An investigation of the effects of spatially averaging satellite brightness measurements on the calculation of insolation // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1984. Vol. 23, N 9. P. 1380-1386.
  71. *Gautier C., Katsaros K. B.* Insolation during STREX. 1. Comparisons between surface measurements and satellite estimates // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 7. P. 11779-11788.
  72. *Gordon Ch. T., Stern W. F., Hovanec R. D.* A simple scheme for generating two layers of radiatively constrained effective clouds in GCM's // *Ibid.* 1985. Vol. D90, N 6. P. 10563-10585.
  73. *Green R. N.* Accuracy and resolution of Earth radiation budget estimates // *J. Atmos. Sci.* 1983. Vol. 40, N 4. P. 977-985.
  74. *Gruber A.* Analysis of satellite derived radiation budget data and its potential for validating climate models // *Fourth Conf. on Atmospheric Radiation*, June 16-18, 1981. Toronto, Ont., Canada. Toronto, 1981. P. 124-128.
  75. *Gruber A., Krueger A. F.* The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1984. Vol. 65, N9. P. 958-962.
  76. *Gruber A., Winston J. S.* Earth-atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1978. Vol. 59, N 5. P. 1570-1573.
  77. *Gupta S. K., Suttles J. T.* Infrared limb-darkening ef-

- fects for the Earth-atmosphere system // *AIAA J.* 1985. Vol. 23, N 3. P. 405-409.
78. *Halpern P.* Ground level solar energy estimates using geostationary operational environmental satellite measurements and realistic model atmospheres // *Remote Sens. Environ.* 1984. Vol. 15, N 1. P. 47-62.
  79. *Harrison E. F., Minnis P.* Influence of clouds on the Earth's radiation budget determined from GOES data // Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31-Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 421-424.
  80. *Hartmann D. L., Ramanathan V., Berroir A., Hunt G. E.* Earth radiation budget data and climate research // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 439-452.
  81. *Hastenrath S.* On meridional heat transports in the World Ocean // *J. Phys. Ocean.* 1982. Vol. 12. P. 922-930.
  82. *Hilbrecht H., Küveler G.* Variations of the ashen light of Moon and the Earth's albedo // *Earth, Moon and Planets.* 1985. Vol. 33, N 3. P. 229-230.
  83. *Holben B., Kimes D.* Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for three cover types and varying atmospheric conditions // *Remote Sens. Environ.* 1986. Vol. 19, N 3. P. 213-236.
  84. *Horel J. D., Wallace J. M.* Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation // *Mon. Weather Rev.* 1981. Vol. 109. P. 813-829.
  85. *Hoskins B. J., Karoly D. J.* The steady state linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing // *J. Atmos. Sci.* 1981. Vol. 38. P. 1179-1196.
  86. *Jacobowitz H.* The Earth radiation budget derived from the Nimbus-7 ERB experiment // Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31-Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 389-391.
  87. *Jacobowitz H., Soule H. V., Kyle H. L. et al.* The Earth radiation budget (ERB) experiment: an overview // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 5021-5038.
  88. *Jacobowitz H., Tighe R. J. et al.* The Earth radiation budget derived from the Nimbus-7 ERB experiment // *Ibid.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 4997-5010.
  89. *Justus G. G., Paris M. V., Tarpley J. D.* Satellite-measured insolation in the United States, Mexico and South America // *Remote Sens. Environ.* 1986. Vol. 20, N 1. P. 57-83.

90. *Kimes D. S., Sellers P. J.* Inferring hemispherical reflectance of the Earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values // *Ibid.* 1985. Vol. 18, N 3. P. 205-224.
91. *Knutson T. R., Weickmann K. M., Kutzbach J. E.* Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during Northern hemisphere summer // *Mon. Weather Rev.* 1986. Vol. 114, N 3. P. 605-623.
92. *Koepke P., Kriebel K. T., Dietrich B.* The effect of surface reflection function and of atmospheric parameters on the shortwave radiation budget // *Adv. Space Res.* 1985. Vol. 5, N 6. P. 351-354.
93. *Kondratyev K. Ya., Kozoderov V. V.* The interannual variability of the Earth's radiation budget components as observed from space // *Ibid.* 1985. Vol. 5. P. 105-109.
94. *Kondratyev K. Ya., Kozoderov V. V.* Satellite observations of the Earth's radiation budget components and the problem of the energetically active zones of the World Ocean (EAO) // *Vistas in applied mathematics*/Ed. A. V. Balakrishnan et al. N. Y.: Optimization Software, 1986. P. 223-243.
95. *Kopia L. P.* Earth radiation budget experiment scanner instrument // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 400-406.
96. *Kriebel K. T., Koepke P., Amann V.* Mixed surface reflection functions determined from a priori knowledge and satellite radiance // *Adv. Space Res.* 1985. Vol. 5, N 6. P. 345-349.
97. *Kriebel K. T., Pietrass A. E.* On the sampling problem in radiation budget studies // *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.* 1983. Vol. 21, N 3. P. 271-278.
98. *Kyle H. L., Ardanuy P. E., Hurley E. J.* The status of the Nimbus-7 Earth-radiation-budget data set // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1985. Vol. 66, N 11. P. 1378-1388.
99. *Kyle H. L., House F. B., Ardanuy P. E.* et al. Inflight calibration adjustment of the Nimbus-6 and -7 Earth radiation budget wide field of view radiometers // *Fifth Conf. on Atmospheric Radiation*, Oct. 31-Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 448-451.
100. *Kyle H. L., House F. B., Ardanuy P. E.* et al. New in-flight calibration adjustment of the Nimbus-6 and-7

- Earth radiation budget wide field of view radiometers // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 5057–5069.
101. *Kyle H. L., Vasanth K. L. et al.* Some characteristic differences in the Earth's radiation budget over land and ocean derived from the Nimbus-7 ERB experiment // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1986. Vol. 25, N 7. P. 958–981.
  102. *Lau K.-M., Chan P. H.* Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Pt I. Simultaneous relationships. Pt II. Lagged correlations // *J. Atmos. Sci.* 1983. Vol. 40, N 12. P. 2735–2750, 2751–2767; Pt III. Medium range (10–90 day) fluctuations // *J. Atmos. Sci.* 1984. Vol. 41, N 8. P. 913–925.
  103. *Lau K.-M., Chan P. H.* The 40–50 day oscillation and the El Nino/southern oscillation: a new perspective // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1986. Vol. 67, N 5. P. 533–534.
  104. *Lau K.-M., Chan P. H.* Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation // *Mon. Weather Rev.* 1986. Vol. 114, N 7. P. 1354–1367.
  105. *Lau K.-M., Lim H.* On the dynamics of equatorial forcing of climate teleconnections // *J. Atmos. Sci.* 1984. Vol. 41, N 2. P. 161–176.
  106. *Luther M. R., Cooper J. E., Taylor G. R.* The Earth radiation budget experiment non-scanner instrument // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 391–399.
  107. *Marchuk G. I., Kondratyev K. Ya., Kozoderov V. V.* Cloudiness as a factor of interannual variability of the Earth's radiation budget from satellite measurements and the problem of energy-active zones of the ocean // *Proc. 9th Intern. Cloud Phys. Conf. Tallin: Valgus*, 1984, Vol. 3. P. 689–692.
  108. *Maschhoff R., Jalink A., Hickey J., Swedberg J.* Nimbus-Earth radiation budget sensor characterization for improved data reduction fidelity // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 5049–5056.
  109. *Meerkötter R., Grassl H.* Longwave net flux at the ground from radiances at the top // *Proc. Intern. Radiation Symp., Perugia, Italy, 21–28 Aug. 1984.* Hampton: Deepak, 1984. P. 220–233.
  110. *Miller W., Rango A.* Lake evaporation studies using

- satellite thermal infrared data // Water Resour. Bull. 1985. Vol. 21, N 6. P. 1029–1036.
111. *Minnis P., Harrison E. F.* Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Pt I. Analysis method // J. Clim. and Appl. Meteorol. 1984. Vol. 23, N 7. P. 993–1011.
  112. *Morcrette J. J., Geleyn J. F.* On the influence of different radiation parameterizations on model-generated radiation fields // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1985. Vol. 111, N 468. P. 565–586.
  113. *Möser W., Raschke E.* Mapping of global radiation and of cloudiness from Meteosat image data: Theory and ground truth comparisons // Meteorol. Rdsch. 1983. Bd. 36, N 2. S. 33–41.
  114. *Möser W., Raschke E.* Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat data // J. Clim. and Appl. Meteorol. 1984. Vol. 23, N 1. P. 166–170.
  115. *Moura A. D., Shukla J.* On the dynamics of droughts in Northern Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model // J. Atmos. Sci. 1981. Vol. 38. P. 2653–2675.
  116. *Murakami T., Chen L.-X., Xie A., Shrestha M. L.* Eastward propagation of 30–60 day perturbations as revealed from outgoing longwave radiation data // Ibid. 1986. Vol. 43, N 10. P. 961–971.
  117. *Nakazawa T.* Interseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year // J. Meteorol. Soc. Jap. 1986. Vol. 64, N 1. P. 17–34.
  118. *Namias J.* Multiple causes of the North American abnormal winter of 1976–77 // Mon. Weather Rev. 1978. Vol. 106, N 2. P. 279–295.
  119. *Ohring G.* Observational studies of the effects of clouds on the Earth's radiation budget // World Clim. Programme. World Meteorol. Organiz. 1982. N 34. P. 101–116.
  120. *Ohring G., Gruber A.* Satellite radiation observations and climate theory // Adv. Geophys. 1983. Vol. 25. P. 237–304.
  121. *Ohring G., Gruber A., Ellingson R. G.* On the accuracy of longwave fluxes estimated from satellite IR window radiance observations // Fifth Conf. on Atmos. Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 399–402.
  122. *Ohring G., Gruber A., Ellingson R.* Satellite determinations of the relationship between total longwave

- radiation flux and infrared window radiance // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1984. Vol. 23, N 3. P. 416–425.
123. *Paál A.* Determination of global radiation on the basis of satellite pictures // *Időjárás.* 1981. Köt. 85, N 1. Old. 27–33.
  124. *Paál A.* Retrieval of surface global radiation from Meteosat analogue images and surface visibility data // *Ibid.* 1985. Köt. 89, N 4. Old. 194–201.
  125. *Peixoto J. P., Oort A. H.* Physics of climate // *Rev. Mod. Phys.* 1984. Vol. 56. P. 365–430.
  126. *Pinker R. T.* Determination of surface albedo from satellites // *Adv. Space Res.* 1985. Vol. 5, N 6. P. 333–343.
  127. *Pinker R. T., Corio L. A.* Surface radiation budget from satellites // *Mon. Weather Rev.* 1984. Vol. 112, N 1. P. 209–215.
  128. *Pinker R. T., Ewing J. A., Tarpley J. D.* The relationship between the planetary and surface net radiation // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1985. Vol. 24, N 11. P. 1262–1268.
  129. *Pinker R. T., Ewing J. A., Gruber A.* Diurnal variation of planetary radiation budget parameters from geostationary satellites // *J. Climatol.* 1986. Vol. 6, N 4. P. 389–403.
  130. *Pinker R. T., Ewing J. A.* Effect of surface properties on the narrow to broadband spectral relationship in clear sky satellite observations // *Remote Sens. Environ.* 1986. Vol. 20, N 3. P. 267–282.
  131. *Pinker R. T., Razgaitis J. A.* Surface radiation budget from satellites // Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 495–497.
  132. *Pinker R. T., Razgaitis J. A.* Estimating the solar zenith dependence of the clear-sky planetary albedo for land surfaces from the GOES satellite // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. C88, N 10. P. 6007–6012.
  133. *Pinker R. T., Razgaitis J. A.* Modeling the surface radiation budget for satellite applications // Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1983. P. 479–480.
  134. *Pinty B., Ramond D.* A simple bidirectional reflectance model for terrestrial surfaces // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. D91, N 7. P. 7803–7808.
  135. *Pinty B., Szejwach G.* A new technique for inferring

- surface albedo from satellite observations // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1985. Vol. 24, N 8. P. 741-750.
136. *Pinty B., Szejwach G., Stum J.* Surface albedo over the Sahel from Meteosat radiances // *Ibid.* N 2. P. 108-113.
  137. *Powell G. L., Brazel A. J., Pasqualetti M. J.* New approach to estimating solar radiation from satellite imagery // *Prof. Geogr.* 1984. Vol. 36, N 2. P. 227-233.
  138. *Preuss H. J., Raschke E., Daniel M.* Studies of the sampling of space-borne radiation budget measurements // *Meteorol. Rdsch.* 1984. Bd. 37, N 2. S. 52-62.
  139. *Ramanathan V.* Scientific use of surface radiation budget data for climate studies // *World Clim. Programme. World Meteorol. Organiz.* 1986. Vol. 61, N 115. P. 63-92.
  140. *Ramanathan V.* The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. D92, N 4. P. 4075-4095.
  141. *Randel D., Smith L., Vonder Haar T. H., Campbell G.* Analysis of Nimbus Earth radiation budget measurements for climate studies // *Proc. Intern. Radiation Symp., Perugia, Italy, 21-28 Aug. 1984.* Hampton: Deepak, 1984. P. 206-209.
  142. *Randel D. L., Vonder Haar T. H.* Daily earth radiation budget results from the Nimbus-7 scanning radiometer // *Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Oct. 31-Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland.* Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 392-395.
  143. *Raphael C., Hay J. E.* An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the Earth's surface // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1984. Vol. 23, N 5. P. 832-844.
  144. *Raschke E.* On the derivation of radiation budget parameters at the surface from satellite measurements // *Adv. Space Res.* 1985. Vol. 5, N 6. P. 319-327.
  145. *Raschke E.* Mapping the downwelling atmospheric radiation at the Earth's surface: A research strategy. Hampton (Va): Langley Res. Center, 1986. 21 p. (NASA Contractor Rep.; N 178054).
  146. *Rasmusson E. M., Carpenter T. H.* Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino // *Mon. Weather Rev.* 1982. Vol. 110. P. 354-384.
  147. Report of an International meeting of experts on sa-

- tellite systems to measure the Earth's radiation budget parameters and climate change signals, *Igls, Austria*, 29 Aug.—2 Sept. 1983. *Igls, 1984*. 35 p. (World Climate Pap.; N 70).
148. Report of the Workshop on surface radiation budget for climate applications, Columbia, Maryland, USA, 18–21 June 1985/Ed. J. T. Suttles, G. Ohring. Columbia, 1986. 144 p. (World Climate Pap.; N 115).
  149. Report of the Joint scientific committee. Ad Hoc working group on radiative flux measurements. Geneva, 1987. 78 p. (World Climate Pap.; N 136).
  150. *Rimóczy-Paál A.* Annual variation of relationship between global radiation and cloud coverage using Meteosat images // *Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol. Ser. B.* 1985. Bd. 36, N 1. S. 67–72.
  151. *Saunders R. W.* Monthly mean cloudiness observed from Meteosat-2 // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1985. Vol. 24, N 2. P. 114–127.
  152. *Saunders R. W., Stowe L. L., Hunt G. E., England C. F.* An intercomparison between radiation budget estimates from Meteosat-1, Nimbus-7 and TIROS-N satellites // *Ibid.* 1983. Vol. 22, N 4. P. 546–559.
  153. *Shine K. P., Henderson-Sellers A., Slingo A.* The influence of the spectral response of satellite sensors on estimates of broadband albedo // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1984. Vol. 110, N 466. P. 1170–1179.
  154. *Simon B., Desai P. S.* Equatorial Indian Ocean evaporation estimated from operational meteorological satellites and some inferences in the context of monsoon onset and activity // *Boundary-Layer Meteorol.* 1986. Vol. 37, N 1/2. P. 37–52.
  155. *Slingo A.* Simulation of the Earth's radiation budget with the 11-layer general circulation model // *Meteorol. Mag.* 1985. Vol. 114, N 1354. P. 121–141.
  156. *Smith G. L.* Effect of limb darkening functions variations on deconvolution of wide-field-of-view measurements of Earth emitted radiation // *Fifth Conf. on Atmospheric Radiation*, Oct. 31–Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 456–459.
  157. *Smith G. L., Avis L. M., Green R. N., Wielicki B. A.* Method for estimating errors for radiation budget based on a scanning radiometer // *Conf. on Satellite Remote Sensing and Applications*, June 25–29, 1984. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1984. P. 288–293.

158. *Smith G. L., Bess T. D.* Annual cycle and spatial spectra of Earth emitted radiation at large scales // *J. Atmos. Sci.* 1983. Vol. 40, N 4. P. 998-1015.
159. *Smith G. L., Green R. N., Raschke E.* et al. Inversion methods for satellite studies of the Earth's radiation budget: development of algorithms for the ERBE mission // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 407-421.
160. *Staylor W. F.* Reflection and emission models for clouds derived from Nimbus-7 Earth radiation budget scanner measurements // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. D90, N 5. P. 8075-8079.
161. *Stowe L. L., Fromm M. D.* Nimbus-7 ERB sub-target radiance tape (STRT) data base. Wash. (D. C.), 1983. 54 p. (NOAA Techn. Mem. NESDIS; N 3).
162. *Stuhlmann R., Minnis P., Smith G. L.* A comparison of experimental and theoretical bidirectional reflectance functions // Fifth Conf. on Atmos. Radiation, Oct. 31 - Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 429-432.
163. *Stuhlmann R., Wiegner M., Knottenberg H.* et al. Calculations of the planetary albedo from satellite radiance measurements // *Adv. Space Res.* 1985. Vol. 5, N 6. P. 133-139.
164. *Stum J., Pinty B., Ramond D.* A parameterization of broadband nonversion factors for Meteosat visible radiances // *J. Clim. and Appl. Meteorol.* 1985. Vol. 24, N 2. P. 1377-1382.
165. *Taylor P. K.* Remote sensing of atmospheric water content and sea surface latent heat flux // *Remote Sens. and Atmos: Proc. Annu. Techn. Conf.*, Liverpool, 15-17 Dec. 1982. Reading, 1982. P. 265-272.
166. *Taylor V. R., Stowe L. L.* Reflectance characteristics of uniform Earth and cloud surfaces derived from Nimbus-7 ERB // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. D89, N 4. P. 4987-4996.
167. *Taylor V. R., Stowe L. L.* Revised reflectance and emission models from Nimbus-7 ERB data // *Prepr. Vol. Sixth Conf. on Atmospheric Radiation*, May 13-16, 1986, Williamsburg, Va. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1986. P. 17-24.
168. *Taylor V. R., Stowe L. L., Vilardo J. M.* Nimbus-7 ERB reflectance models for the ERBE processing // *Fifth Conf. on Atmospheric Radiation*, Oct. 31-Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 452-455.

169. *Taylor V. R., Stowe L. L., Vilardo J. M., Vermury S. K.* Nimbus-7 ERB emission models for ERBE processing // *Ibid.* P. 433-435.
170. *Ting N.-H., Hunt G. E.* A study of radiation budget anomalies and their possible relationship to changes in the general circulation // *Proc. Intern. Radiation Symp., Perugia, Italy, 21-28 Aug. 1984.* Hampton: Depak, 1984. P. 232-234.
171. *Tuzet A., Möser W., Raschke E.* Estimating global solar radiation at the surface from Meteosat data in the Sahel region // *J. rech. atmos.* 1984. Vol. 18, N 1. P. 31-39.
172. Understanding climate: A strategy for solar and Earth radiation research (1984-1994): An element of the NASA climate research program. Wash. (D. C.): NASA, 1983. 61 p.
173. *Vonder Haar T. H.* Satellite observations of the cloud-topped boundary layer // *World Clim. Programme. World Meteorol. Organiz.* 1985. N 106. P. G/1-G/12.
174. *Vonder Haar T. H., Campbell G., Randall D.* First results of the El Nino perturbations of the total spectral Earth radiation budget from Nimbus-7 observations: *Spec. rep. Res. Inst. of Col. Fort Collins (Col.), 1985.* 26 p.
175. *Warren S. G., Thompson S. L.* The climatological minimum in tropical outgoing infrared radiation: Contributions of humidity and clouds // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1983. Vol. 109, N 459. P. 169-186.
176. *Webster P. J.* Seasonality in the local and remote atmospheric response to sea surface temperature anomalies // *J. Atmos. Sci.* 1982. Vol. 39. P. 41-52.
177. *Weickmann K. M.* Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern hemisphere winter // *Mon. Weather. Rev.* 1983. Vol. 111, N 9. P. 1838-1858.
178. *Weickmann K. M., Lussky G. R., Kutzbach J. E.* Intraseasonal (30-60-day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb stream-function during Northern winter // *Mon. Weather Rev.* 1985. Vol. 113, N 6. P. 941-961.
179. *Winston J. S.* Monthly and seasonal anomalies in outgoing longwave radiation over the globe during the FGGE year // *GARP Spec. Rep.* 1985. N 42. P. I/49-I/69.
180. *Wydick J. E., Davis P. A.* Broadband albedo estimated

- from narrowband multispectral satellite measurements // Fifth Conf. on Atmos. Radiation, Oct. 31 - Nov. 4, 1983, Baltimore, Maryland. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1983. P. 403-406.
181. Yunhua Z., Yueqin X. A study on radiation budget for month and ten days by TIROS-N television pictures over Qinghai-Xizang (Tibet) plateau in summer 1979 // Дацикэсюэ, Sci. atmos. sin. 1985. Vol. 9, N 1. P. 44-53.
182. Zelenka A. Satellite versus ground observation based model for global irradiation // INTERSOL'85: Proc. 9th Bian. Congr. Intern. Sol. Energy Soc., Montreal, 23-29 June 1985. N. Y. etc., 1986. Vol. 4. P. 2513-2517.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> . . . . .	3
Глава первая	
<b>Обработка данных наблюдений радиационного баланса Земли</b> . . . . .	20
1. Общие сведения . . . . .	20
2. Угловая коррекция . . . . .	26
3. Суточный ход радиационного баланса Земли . . . . .	42
4. Переход от спектральных к интегральным величинам уходящей радиации . . . . .	53
5. Усвоение данных радиационного баланса Земли . . . . .	61
6. Проблемы калибровки . . . . .	67
Глава вторая	
<b>Климатология радиационного баланса Земли</b> . . . . .	73
1. Данные наблюдений . . . . .	79
2. Аномалии радиационного баланса Земли и проблема энергоактивных зон . . . . .	106
3. Поле уходящей длинноволновой радиации как источник информации о дистанционных связях . . . . .	127
4. Радиационный баланс Земли как энергетическая основа общей циркуляции атмосферы и океана . . . . .	151
5. Проблема предсказуемости . . . . .	155
Глава третья	
<b>Восстановление компонентов теплового баланса подстилающей поверхности</b> . . . . .	161
1. Суммарная радиация и альbedo . . . . .	165
2. Длинноволновая радиация . . . . .	191
3. Компоненты теплового баланса . . . . .	195
<b>Заключение</b> . . . . .	203
<b>Литература</b> . . . . .	206

Научное издание

**Гурий Иванович Марчук,  
Кирилл Яковлевич Кондратьев,  
Владимир Васильевич Козодеров**  
**РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ:  
КЛЮЧЕВЫЕ АСПЕКТЫ**

Утверждено к печати  
редколлекцией серии «Академические чтения»

Редактор издательства Т. С. Смирнова  
Художник А. М. Драговой  
Художественный редактор М. Л. Храмцов  
Технический редактор Н. Н. Плохова  
Корректоры А. Б. Васильев, Р. З. Землянская

ИБ № 37662

Сдано в набор 05.04.88  
Подписано к печати 18.07.88  
Т-15915. Формат 70×100<sup>1/32</sup>  
Бумага офсетная № 1  
Гарнитура литературная  
Печать высокая  
Усл. печ. л. 9,1. Усл. кр. отт. 9,34. Уч.-изд. л. 9,1  
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1537  
Цена 1 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство «Наука»  
117864, ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

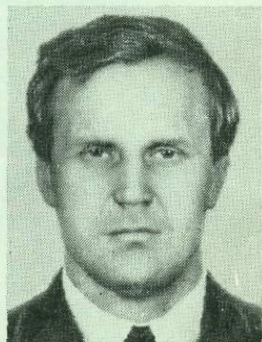
5035



Марчук Гурий Иванович — академик, президент АН СССР, член академий наук НРБ, ГДР, ЧССР, Финляндии, Индии, почетный доктор Тулузского университета, Карлова университета, Дрезденского технического университета, Будапештского политехнического университета, лауреат Ленинской и Государственной премий, Герой Социалистического Труда. Специалист по вычислительной математике, геофизике и математическому моделированию в иммунологии и проблемах окружающей среды.



Кондратьев Кирилл Яковлевич — действительный член АН СССР, почетный член ряда иностранных академий наук, специалист в области физики окружающей среды, лауреат Государственной премии СССР. Работает в Институте озероведения АН СССР.



Козодеров Владимир Васильевич — доктор физико-математических наук. Специалист в области геофизики, дистанционного зондирования Земли и математического моделирования физических процессов в системе земная поверхность — атмосфера.