

УДК 551.576.2

## НОЧНАЯ И ДНЕВНАЯ ОБЛАЧНОСТЬ ПО РАЗНЫМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ<sup>1</sup>

© 2015 г. А.В. Чернокульский

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия  
e-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru*

Поступила в редакцию 02.12.2014 г.

Проведена оценка климатологии дневной и ночной облачности и их разности по различным спутниковым данным (AIRS-LMD, CERES, MODIS, CALIPSO-GOCCP, PATMOS-x) в сопоставлении с наземными наблюдениями. Выявлено преобладание дневной облачности над сушей и над Северным полушарием в целом, и преобладание ночной облачности над океаном и над Южным полушарием в целом, при этом различия между облачностью над сушей и океаном (и соответственно над Северным и Южным полушариями) сильнее проявляются в ночное время. Региональные значения разности между ночной и дневной облачностью над сушей могут достигать 20–40%, главным образом, в горных районах и в умеренных широтах. Над океаном преобладание ночной облачности отмечено преимущественно в низких широтах (в первую очередь, в восточных частях океанов), где по отдельным данным ночная облачность больше дневной на 15–20%, причём эта разность больше летом. В ряде экваториальных и высокогорных областей Евразии, Африки, Южной Америки и Австралии, а также в северных районах Тихого и Атлантического океанов выявлены существенные различия между данными: согласно одним данным над этими регионами преобладает дневная облачность, согласно другим – ночная. Показано, что время наблюдений может влиять на определение общей облачности. Наблюдения только в дневное время будут завышать значения облачности над сушей (на 20% по сравнению со среднесуточным) и занижать значения облачности над океаном. Наблюдения только в утренние или ночные часы, наоборот, будут занижать значения облачности над сушей (на 8–10%) и завышать над океаном (на 5–7%).

**Ключевые слова:** дневная и ночная облачность, суточный ход облачности, общая облачность, спутниковые данные, региональные различия.

**Введение.** Суточный ход приходящей солнечной энергии обуславливается наличием суточного хода количества облаков [3, 14, 17, 40]. В свою очередь, облачность перераспределяет радиационные потоки в атмосфере и в существенной мере определяет радиационный баланс поверхности [2, 3, 14], с одной стороны, увеличивая альбедо планеты, с другой – участвуя в парниковом эффекте. При этом различается радиационное влияние дневной и ночной облачности [14, 17]. В ночное время в отсутствие приходящей солнечной энергии облака оказывают парниковый (отепляющий) эффект, а в дневное время в целом на планете преобладает альбедный (охлаждающий) эффект, который варьируется в зависимости от региона и сезона [29, 32]. Отсутствие учета суточного хода облачности мо-

жет привести к ошибке в оценке облачно-радиационного воздействия (разности потоков в реальной и безоблачной атмосфере) в несколько Вт/м<sup>2</sup> [30]. В связи с этим важна достоверная оценка ночной и дневной облачности в различных регионах.

На сегодняшний день существует ряд публикаций по оценке суточного хода облачности. В частности, в работах [9, 33, 41] используются спутниковые данные, в работе [17] суточный ход морфологических типов нижней облачности исследовался на основе наземных наблюдений. Однако, как показано в [4–6, 11, 12, 27, 35], оценка глобальных и региональных значений облачности по разным данным может в существенной мере различаться. В связи с этим анализ дневной и ночной облачности также целесообразно сделать на основе сопоставления различных данных. В данной работе проведена оценка климатологии дневной и ночной облачности и их разности по разным данным. Ранее подобный анализ не про-

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00972-а), гранта Президента РФ (МК-3895.2014.5) и программ РАН.

**Таблица 1.** Общие характеристики используемых баз данных для облачности

Краткое название базы данных	Полное название базы данных, номер про- дукта, библиографическая ссылка	Период наблюдений, годы	Простран- ственное разрешение данных	Время наблюде- ний (ночь/день + утро/вечер)
AIRS-LMD	Atmospheric Infrared Sounder – Laboratoire de Météorologie Dynamique <i>AIRS-LMD GEWEX- CA</i> [34]	2003–2006	1°	01:30 / 13:30
CALIPSO-GOCCP	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations – Global Cloud Models- Oriented CALIPSO Cloud Product, <i>GEWEX- CA MapLowMidHigh</i> [10]	2007–2008	1°	01:30 / 13:30
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System, <i>AVG CER08 Edition-2</i> [26]	2003–2006	1°	01:30 / 13:30 (Aqua) 10:30 / 22:30 (Terra)
MODIS	The Moderate Resolution Imaging Spectro- radiometer, <i>Collection 5</i> [20]	2003–2006	1°	01:30 / 13:30 (Aqua) 10:30 / 22:30 (Terra)
PATMOS-x	AVHRR (Advanced Very High Resolution Ra- diometer) Atmosphere Pathfinder – Extended, <i>PATMOSx v4</i> [19]	2003–2006	0.5°	~02:00 / 14:00 (NOAA-16) ~07:00 / 19:00 (NOAA-17)
EECRA	Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive <i>NDP-026E</i> [21]	1971–1996	5°	18:00 – 06:00 06:00 – 18:00

водился. Кроме того, дана оценка влияния времени пролета спутников на определение среднесуточных значений облачности.

**Данные.** В работе использовано пять спутниковых баз данных и данные наземных наблюдений, общая информация о которых представлена в табл. 1. Для исключения влияния эффектов полярной ночи и полярного дня анализ проведен только для внеполярных широт (66.5° ю.ш. – 66.5° с.ш.). Проанализированы среднегодовые значения общей облачности (доли небосвода, закрытой облаками) отдельно для суши и океана.

**Спутниковые данные.** В работе использованы базы данных наблюдений с помощью приборов, установленных на полярноорбитальных спутниках (ПОС) Национальной администрации по океану и атмосфере NOAA и ПОС на солнечно-синхронной орбите системы A-Train. Основные характеристики приведены в табл. 1 и 2.

Данные *AIRS-LMD* основаны на наблюдениях с помощью атмосферного инфракрасного зондировщика AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*), установленного на спутнике EOS (*Earth Observation System*) Aqua и обработанных в Лаборатории динамической метеорологии LMD [34]. Инструмент AIRS ведёт пассивные наблюдения за атмосферой Земли в трех ши-

роких спектральных полосах в инфракрасном (ИК) диапазоне (3.74–4.61 мкм, 6.2–8.22 мкм и 8.8–15.4 мкм) используя при этом 2378 узких спектральных каналов. Алгоритм определения облаков основан на информации, полученной с пяти спектральных каналов. Ширина полосы обзора составляет 1600 км, пространственное разрешение в надире – 13.5 км. Наличие облачности определяется с помощью минимизации весовой функции, представляющей собой квадрат разности между теоретическим и полученным профилем излучения (для 29 высотных уровней). Дополнительно проводится серия спектральных тестов, различная для разных ярусов облачности и разных типов подстилающей поверхности (суша, океан, пустыня) [34].

База данных облачности *CALIPSO-GOCCP* (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations – Global Cloud Models-Oriented CALIPSO Cloud Product*) [10] основана на активных измерениях лидаром CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*) на длине волны 532 нм, установленном на ПОС CALIPSO, входящим наряду со спутником Aqua в систему спутников A-Train [39], и ориентирована на валидацию глобальных климатических моделей. Облачность определяется по соотношению

Таблица 2. Некоторые характеристики используемых спутниковых данных

Данные	Спутники / Тип наблюдений (П – пассивный, А – активный) / Спектральные каналы (количество и диапазон)	Пространственное разрешение инструмента (км) / ширина полосы обзора (км) / пространственная выборка (%)	Алгоритм определения облачности
AIRS-LMD	A-Train EOS Aqua / П / 7 ИК	13.5 / 1600 / 80–85	Минимизация разности между теоретическим и полученным профилем излучения, серия спектральных пороговых тестов
CALIPSO-GOCCP	A-Train CALIPSO / А / 1 В	0.33 (до высоты 8 км) – 1 (выше 8 км) / 0.33 – 1 / ~10	Восстановление профиля облаков по профилю ослабленного обратного рассеяния
CERES	A-Train EOS Aqua (+ EOS Terra) / П / 1 В + 1 БИК + 3 ИК	0.25 – 1 / 2330 / 90–95	Серия спектральных пороговых тестов
MODIS	A-Train EOS Aqua (+ EOS Terra) / П / 2 В + 4 БИК + 8 ИК	0.25 – 1 / 2330 / 90–95	Серия спектральных пороговых тестов, тест на временную и пространственную однородность
PATMOS-х	NOAA-16 (+ NOAA-17) / П / 1 В + 1 БИК + 3 ИК	1 – 4 / ~3000 / 95–100	Серия спектральных пороговых тестов, тест на пространственную однородность

профиля ослабленного обратного рассеяния и молекулярного профиля ослабленного обратного рассеяния (т.е. профиля обратного рассеяния в отсутствии облаков и аэрозолей в атмосфере). Профиль измеряется на 583 уровнях с вертикальным разрешением 30 м ниже высоты 8 км и 60 м выше и с горизонтальным разрешением 330 м и 1 км соответственно, затем происходит пересчет на 40 вертикальных уровней (от 0 до 19 км, высота каждого уровня 480 м) для сравнения с результатами климатического моделирования [10].

Проект *CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System)* направлен на изучение роли облаков в формировании радиационного баланса Земли [38]. Облачность в рамках проекта определяется с помощью двух сканирующих спектро-радиометров среднего разрешения MODIS (*The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), которые установлены на спутниках EOS Aqua и Terra. Инструмент MODIS ведет наблюдения в 36 спектральных каналах (12 каналов в видимой части спектра, 6 – в ближнем ИК (БИК) диапазоне, и 18 – в ИК-диапазоне) с разрешением от 250 до 1000 м. Ширина полосы обзора составляет 2330 км. Алгоритм определения облачности CERES [26] основан на данных с пяти спектральных каналов – видимого ( $\lambda \sim 0.64$  мкм), БИК ( $\lambda \sim 1.64$  мкм для спутника Terra и  $\lambda \sim 2.13$  мкм для Aqua) и трех ИК ( $\lambda \sim 3.7$ , 11 и 12 мкм). Для каждого пиксела проводится серия спектральных пороговых тестов. Тесты основаны на сравнении полученной радиояркостной температуры пиксела (или её разности для разных каналов) с радио-

яркостной температурой чистого неба. Пороговые значения зависят от широты и долготы, высоты Солнца (тесты различны для дня и ночи) и угла обзора, подстилающей поверхности (различны для суши и океана) [26].

Информация с инструментов *MODIS* используется также в другом алгоритме определения облаков, который развивают ученые Национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA) [20]. В отличие от CERES, в базе данных MODIS для определения облаков используется 14 спектральных каналов. Алгоритм определения облаков основан на серии спектральных пороговых тестов для отдельных пикселей, при этом пороговые значения не глобальны, а индивидуальны для каждого пиксела. Серия пороговых тестов состоит из следующих этапов: определение плотных облаков верхнего яруса; определение тонких облаков; определение облаков нижнего яруса; определение тонких полупрозрачных облаков верхнего яруса; дополнительный тест для определения перистых облаков, чувствительных к излучению подстилающей поверхности. Для океанических регионов также проводятся дополнительные тесты на проверку временной (с учётом 8 предыдущих дней) и пространственной (с учетом 8 соседних пикселей) однородности [7].

База данных для облачности *PATMOS-х AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Atmosphere Pathfinder – Extended* основана на наблюдениях с помощью многоканальных ска-

нирующих радиометров высокого разрешения (AVHRR), установленных на спутниках NOAA. Измерения ведутся на пяти каналах – видимом ( $\lambda \sim 0.63$  мкм), БИК ( $\lambda \sim 0.83$  мкм) и трёх ИК ( $\lambda \sim 3.7, 10.8$  и  $12$  мкм). Ширина полосы обзора составляет 2240 км, пространственное разрешение в надире – 1–4 км. Алгоритм определения облачности основан на серии пороговых тестов, проводимых для каждого пиксела отдельно над сушей и над океаном, для ночного и дневного времени, для отдельных каналов также используются тест на пространственную однородность [23].

**Данные наземных наблюдений.** В работе использованы данные EECRA (*Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive*) [21], которые основаны на визуальных наблюдениях за облачностью, проводимых на регулярной сети метеорологических станций, а также на морских судах и платформах. Использовались среднемесячные значения облачности для ячеек с разрешением  $5^\circ$  для суши и океана. Данные для суши получены с 5388 станций, отобранных с учетом требований непрерывности ночных и дневных измерений, наличия длинного ряда наблюдений [37]. Для облачности над океаном используется архив COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) с исключением некоторых данных (имеющих большие разрывы в ряде наблюдений). Для наблюдений за облачностью в ночное время (как над сушей, так и над океаном) учитывается “освещенность” данной ячейки Луной [22]. Осреднение по ячейкам проведено простым осреднением всех данных для этой ячейки (без введения каких-либо весовых функций) [21].

Инструментальная погрешность моментальных наблюдений за облачностью для спутниковых данных составляет около 5% (до 10% над пустынями и снежно-ледовым покровом) [35], и до 12.5% (1 окта) для наземных наблюдений [21], при этом погрешность выше в ночное время. Исключение составляют данные CALIPSO-GOCCP, основанные на активных лидарных наблюдениях, где за счёт меньшего шума облака определяются лучше в ночное время [10].

Из-за наличия орбитального дрейфа у спутников NOAA (данные PATMOS-х) и изменения времени пересечения экватора [24] определенную трудность представляет выбор периода для анализа. Были выбраны годы с 2003 по 2006, когда у спутников NOAA отмечен наименьший орбитальный дрейф [19]. Из-за отсутствия единого периода наблюдений между всеми данными, данные наземных наблюдений осреднены за более ранний (и более продолжительный) период, а данные ли-

дарных наблюдений CALIPSO-GOCCP – за более поздний (спутник CALIPSO был запущен только в 2006 г.) (табл. 1).<sup>2</sup>

В качестве оценки ночной и дневной облачности по спутниковым данным используются соответственно наблюдения на нисходящем и восходящем витках спутников Aqua, CALIPSO и NOAA-16. Время пролета соответствует 01:30 (13:30) по местному времени для спутников Aqua и CALIPSO и около 02:00 (14:00) для спутника NOAA-16. По данным наземных наблюдений дневная облачность оценивалась в качестве среднего по наблюдениям с 6 утра до 6 вечера, а ночная – с 6 вечера до 6 утра [21].

**Дневная и ночная облачность.** В табл. 3 представлены глобальные и полушарные значения (здесь и далее – без полярных регионов) дневной и ночной облачности ( $n_d$  и  $n_n$  соответственно) и разности между ними ( $\Delta n = n_d - n_n$ ) по разным данным над сушей и океаном, отдельно над сушей и отдельно над океаном. Согласно большинству данных,  $n_d < n_n$  над океаном и  $n_d > n_n$  над сушей, однако между различными базами данных выявлен ряд существенных различий как в оценке  $n_d$  и  $n_n$ , так и в оценке  $\Delta n$ .

Глобальное значение  $n_d$  варьируется по разным данным от 61.5% до 67.2%. Наибольшие значения  $n_d$  диагностируются по данным MODIS, наименьшие – по данным CERES. В целом, в Северном полушарии (СП)  $n_d$  больше, чем в Южном (ЮП): от 58.8% до 65.6% и от 64.3% до 67.9% соответственно. Это связано, в первую очередь, с преобладающей долей океана в ЮП, значения облачности над которым существенно выше, чем над сушей (как глобально, так и полушарно). В частности, над всем океаном  $n_d$  варьируется от 64.8% до 71.7%, над сушей оно составляет около 55% (за исключением данных CALIPSO-GOCCP, согласно которым  $n_d$  над сушей достигает 60%, что, возможно, связано с ошибочной интерпретацией аэрозолей в качестве облаков [25]).

Различия между сушей и океаном, и соответственно между СП и ЮП проявляются ещё в большей степени для ночной облачности. В частности,  $n_n$  в СП по разным данным варьируется от 55.3% до 66.6%, а в ЮП – от 64.1% до 73.4%. Глобальные значения  $n_n$  находятся в диапазоне от 59.7%

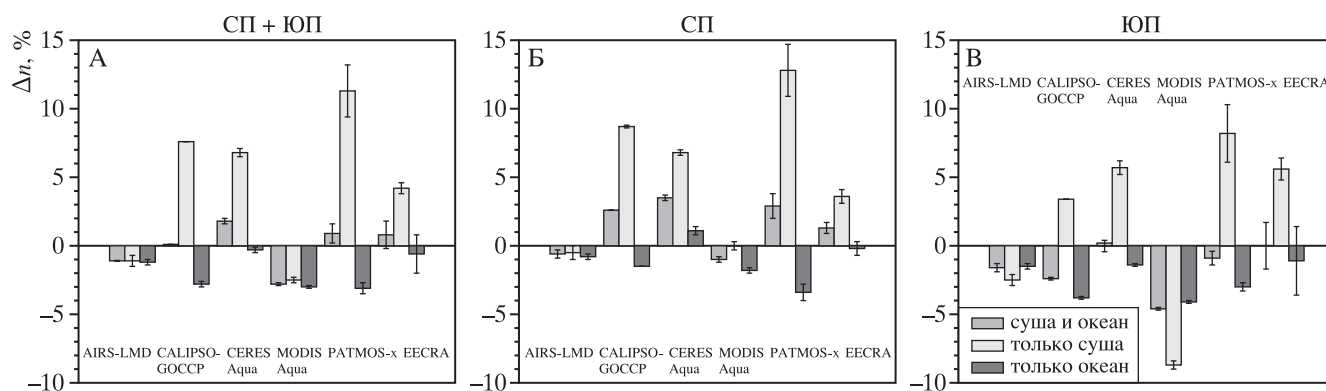
<sup>2</sup> Глобальное значение облачности в последние десятилетия не изменилось [35], однако региональные изменения существенны, при этом отмечено перераспределение типов облачности [10, 13, 16, 18], что может отразиться и на оценке ее суточного хода. В связи с этим наземные наблюдения выступают как вспомогательные, основной анализ проведен по спутниковым данным.

**Таблица 3.** Среднегодовые глобальные и полушарные значения (без полярных районов) дневной и ночной облачности и их разности (первая, вторая и третья цифры вне скобок соответственно), %. В скобках указано стандартное отклонение

Данные	Суша + океан			Только суша			Только океан		
	Глоб	СП	ЮП	Глоб	СП	ЮП	Глоб	СП	ЮП
AIRS-LMD	65.7 (0.2)	63.6 (0.2)	67.8 (0.5)	55.4 (0.4)	56.2 (0.4)	53.6 (0.4)	69.9 (0.4)	68.3 (0.2)	71.0 (0.7)
	66.8 (0.2)	64.2 (0.4)	69.4 (0.3)	56.5 (0.7)	56.7 (0.8)	56.1 (0.6)	71.1 (0.2)	69.1 (0.2)	72.5 (0.5)
	-1.1 (0.3)	-0.6 (0.3)	-1.6 (0.3)	-1.1 (0.4)	-0.5 (0.5)	-2.5 (0.4)	-1.2 (0.2)	-0.8 (0.2)	-1.5 (0.2)
CALIPSO-GOCCP	66.2 (0.5)	64.6 (0.4)	67.9 (0.7)	60.0 (0.2)	61.0 (0.3)	57.3 (0.0)	68.7 (0.6)	66.9 (0.4)	70.0 (0.8)
	66.1 (0.5)	62.0 (0.4)	70.3 (0.6)	52.4 (0.2)	52.3 (0.3)	53.9 (0.2)	71.5 (0.6)	68.4 (0.4)	73.8 (0.8)
	0.1 (0.0)	2.6 (0.0)	-2.4 (0.1)	7.6 (0.0)	8.7 (0.1)	3.4 (0.0)	-2.8 (0.0)	-1.5 (0.0)	-3.8 (0.1)
CERES Aqua	61.5 (0.1)	58.8 (0.1)	64.3 (0.3)	53.3 (0.2)	52.7 (0.3)	53.7 (0.1)	64.8 (0.1)	62.6 (0.2)	66.4 (0.3)
	59.7 (0.2)	55.3 (0.2)	64.1 (0.3)	46.5 (0.1)	45.9 (0.2)	48.0 (0.5)	65.1 (0.2)	61.5 (0.4)	67.8 (0.3)
	1.8 (0.2)	3.5 (0.2)	0.2 (0.2)	6.8 (0.3)	6.8 (0.2)	5.7 (0.5)	-0.3 (0.2)	1.1 (0.3)	1.4 (0.1)
MODIS Aqua	67.2 (0.1)	65.6 (0.2)	68.8 (0.2)	55.9 (0.2)	58.0 (0.2)	50.7 (0.8)	71.7 (0.1)	70.5 (0.2)	72.5 (0.2)
	70.0 (0.2)	66.6 (0.1)	73.4 (0.3)	58.4 (0.4)	58.0 (0.3)	59.4 (0.6)	74.7 (0.2)	72.3 (0.2)	76.6 (0.2)
	-2.8 (0.1)	-1.0 (0.2)	-4.6 (0.1)	-2.5 (0.2)	0.0 (0.3)	-8.7 (0.3)	-3.0 (0.1)	-1.8 (0.2)	-4.1 (0.1)
PATMOS-x	66.0 (0.9)	63.7 (1.0)	68.4 (0.8)	55.9 (2.1)	56.7 (2.0)	54.3 (2.5)	70.0 (0.5)	68.0 (0.5)	71.5 (0.5)
	65.1 (0.3)	60.8 (0.2)	69.3 (0.3)	44.6 (0.4)	43.9 (0.3)	46.1 (0.7)	73.1 (0.3)	71.4 (0.4)	74.5 (0.3)
	0.9 (0.7)	2.9 (0.9)	-0.9 (0.5)	11.3 (1.9)	12.8 (1.9)	8.2 (2.1)	-3.1 (0.4)	-3.4 (0.6)	-3.0 (0.3)
EECRA	64.2 (1.2)	61.5 (1.9)	66.9 (0.5)	56.1 (0.6)	56.4 (0.7)	55.3 (1.5)	67.2 (1.8)	64.7 (2.9)	69.0 (0.8)
	63.4 (1.5)	60.2 (2.6)	66.9 (0.5)	51.9 (0.7)	52.8 (0.8)	49.7 (1.6)	67.8 (2.2)	64.9 (3.8)	70.1 (0.7)
	0.8 (1.0)	1.3 (0.4)	0.0 (1.7)	4.2 (0.4)	3.6 (0.5)	5.6 (0.8)	-0.6 (1.4)	-0.2 (0.5)	-1.1 (2.5)

(по данным CERES) до 70% (MODIS). Значения  $n_n$  над сушей варьируются от 44.6% (PATMOS-x) до 58.4% (MODIS), при этом, согласно EECRA и AIRS-LMD,  $n_n$  больше в ЮП, согласно остальным данным – в СП. Над океаном, согласно всем анализируемым источникам,  $n_n$  больше в ЮП (варьируется от 67.8% до 76.6%), чем в СП (от 61.5% до 72.3%).

В целом, разница величины облачности между полушариями выше в ночное время (от 5 до 9% по разным данным), чем в дневное (3–6%). Большой контраст между величиной облачности над сушей и над океаном также проявляется в ночное время, когда разница достигает 15–29% по разным данным (наибольшая разница отмечена по данным PATMOS-x, наименьшая – по данным AIRS-LMD).



**Рис. 1.** Разность между среднегодовой дневной и ночной облачностью по различным данным над разной подстилающей поверхностью при глобальном осреднении (А), для Северного полушария (Б) и для Южного полушария (В). “Усами” показано стандартное отклонение.

В дневное время разница между облачностью над сушей и океаном варьируется по разным данным от 10% (CALIPSO-GOCCP) до 16% (MODIS).

Согласно всем данным, над океаном дневная облачность меньше ночной ( $n_d < n_n$ ,  $\Delta n < 0$ ) (рис. 1). По данным PATMOS-x, MODIS и CALIPSO-GOCCP  $\Delta n$  над океаном около  $-3\%$  (до  $-4\%$  в ЮП и до  $-3.5\%$  в СП). В СП отмечено качественное различие между данными: согласно данным CERES, дневная облачность над океаном в СП превалирует над ночной ( $\Delta n$  около  $1\%$ ). Над сушей согласно наземным наблюдениям EECRA, а также спутниковым данным CERES, CALIPSO-GOCCP и PATMOS-x, преобладает дневная облачность ( $\Delta n > 0$ ), причем  $\Delta n$  достигает  $10\%$  для всей суши и  $12\%$  для суши в СП. Однако по данным AIRS-LMD и MODIS над сушей  $\Delta n < 0$ , по данным AIRS-LMD – в обоих полушариях, по данным MODIS Aqua – только в ЮП (в СП  $\Delta n$  близка к 0).

Различия между данными, выявленные при сравнении глобально- и полушарно-осредненных величин, проявляются и при зональном осреднении. Так, количество облаков, осреднённых по кругу широты (рис. 2), над сушей внетропических широт СП и ЮП как в среднем за год, так и в различные сезоны (зимой и летом), больше днём, чем ночью. Однако в тропических широтах по данным AIRS-LMD и MODIS  $\Delta n < 0$  ( $\Delta n$  достигает  $-20\%$ , при этом по данным MODIS – в зимний период, по данным AIRS-LMD – в летний), а по остальным спутниковым данным, а также по данным наземных наблюдений,  $\Delta n < 0$  только на широтах  $10\text{--}20^\circ$  летнего полушария, на остальных широтах  $\Delta n > 0$ . Над океаном отмечено большее согласие различных данных: в низких широтах ( $<30\text{--}40^\circ$ )  $\Delta n < 0$  (с большими значениями  $\Delta n$  в летний период), а в средних и высоких широтах

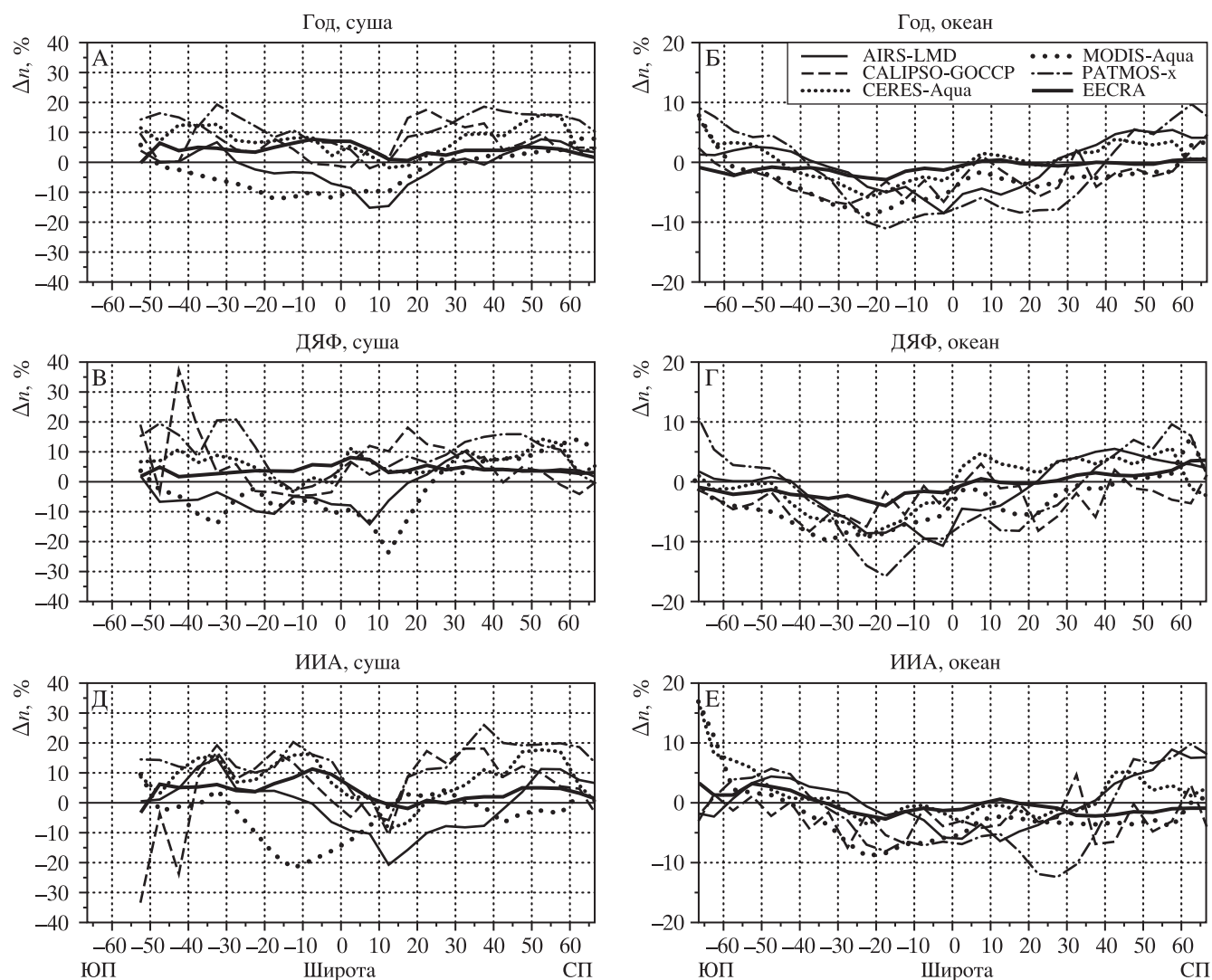
$\Delta n > 0$  (здесь зависимость от сезона практически не проявляется).

На рис. 3 представлена климатология  $\Delta n$  по спутниковым данным<sup>3</sup>. Статистически значимые положительные значения  $\Delta n$  по всем данным отмечаются над сушей в поясе умеренных широт обоих полушарий, где дневная облачность на  $10\text{--}30\%$  больше ночной, главным образом за счет теплого времени года, когда суточный ход входящей солнечной энергии обеспечивает прогрев поверхности, активизируя или усиливая конвекцию и приводя к росту числа кучевых облаков [3]. Максимум кучевых облаков над сушей отмечается в районе 13:30 по местному времени (в умеренных широтах он сдвинут к 14–15 часам), максимум кучево-дождевых облаков – в районе 16:30 [17]. Конвекция может существенно усиливаться орографией, в частности, на восточных склонах Анд и Восточно-Африканского нагорья  $\Delta n$  достигает  $40\%$  по некоторым данным.

Над океанами низких широт, главным образом над холодными течениями в восточных частях океанов, согласно всем данным отмечаются статистически значимые отрицательные значения  $\Delta n$  (до  $-25\%$  по некоторым данным). Это связано с большой повторяемостью в этих районах слоисто-кучевых облаков [40], которые получают наибольшее развитие в утренние часы [17, 40], когда происходит максимальное радиационное выхолаживание верхнего слоя слоисто-кучевого облака и развитие конвекции внутри облачного слоя [40].

Выявлены регионы с существенной рассогласованностью данных. В частности, в экваториальных районах Африки и Южной Америки, а

<sup>3</sup> Данные CALIPSO-GOCCP из-за низкой пространственной выборки (не превышает  $10\%$ , [35], см. табл. 2) для оценки пространственного распределения  $\Delta n$  не использовались.



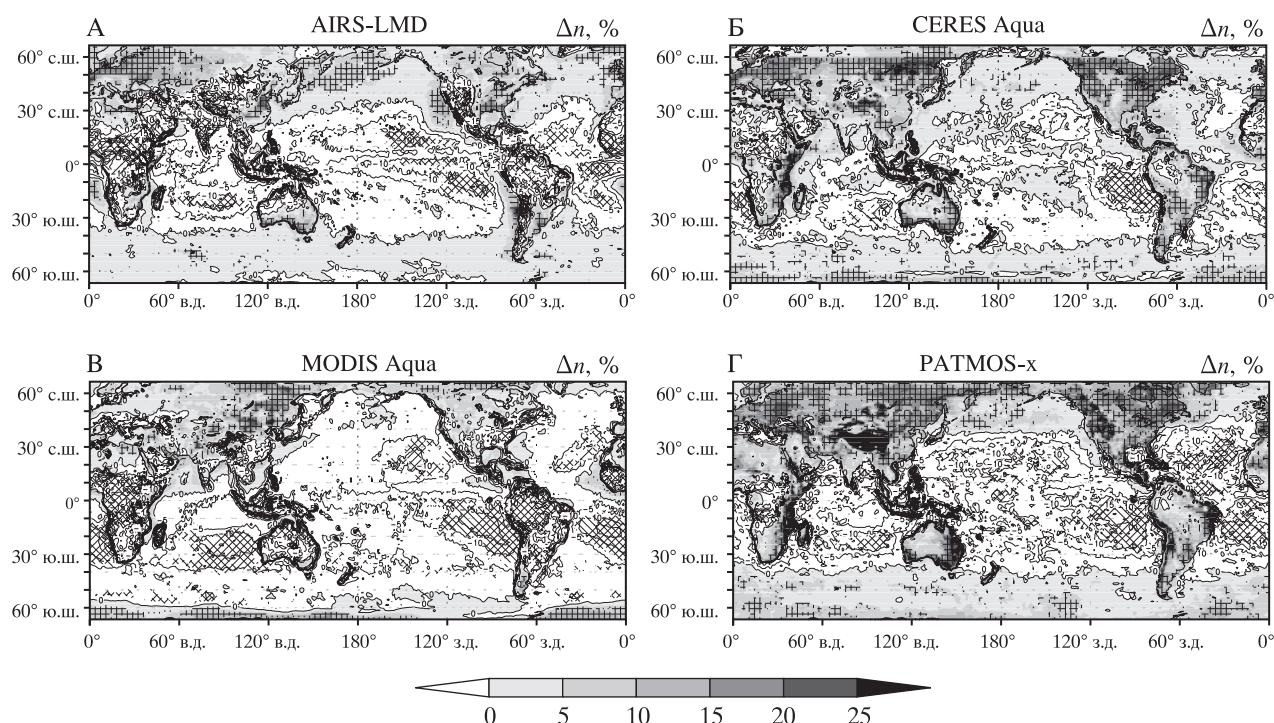
**Рис. 2.** Разность между зонально-осредненными значениями дневной и ночной облачности по различным данным над сушей (А, В, Д) и океаном (Б, Г, Е) при среднегодовом осреднении (А, Б), осреднении за декабрь–февраль (В, Г) и за июнь–август (Д, Е).

также на севере Австралии по данным PATMOS-x и CERES  $\Delta n > 0$ , по данным AIRS-LMD и MODIS  $\Delta n < 0$  (в Южной Америке разница между данными достигает 40–50%). Наиболее вероятно, что столь существенные различия в этих регионах связаны с разными алгоритмами детектирования облаков и используемыми спектральными каналами, и проявляются в первую очередь в ночное время: по данным AIRS-LMD и MODIS  $n_n$  на 30% больше, чем по другим данным (при этом значение  $n_d$  в указанных районах различается по разным данным не столь существенно). Это может быть связано либо с переоценкой облачности верхнего яруса (тонких перистых облаков) по этим данным, либо с их недооценкой по другим [35]. Стоит отметить, что согласно наземным наблюдениям (не показано) в данных районах  $\Delta n > 0$ .

Ещё одна область существенных различий – Тибетское плато (и отчасти Кордильеры), где по данным AIRS-LMD количество облаков больше ночью (на 10–20%), согласно MODIS и CERES – больше днём (на 10–20%), а согласно PATMOS-x – существенно больше днём (разность достигает 50%, что сопоставимо со среднесуточными значениями облачности в данном регионе). Подобные различия, по-видимому, связаны с проблемой определения облачности над снежно-ледовой поверхностью как днём (из-за схожего значения альбедо облаков и поверхности), так и ночью (из-за их схожей температуры) [4, 5, 12]. По наземным данным, над Тибетом значение  $\Delta n$  близко к нулю.

Над океаном различия между данными отмечены в северной части Атлантического и Тихого





**Рис. 3.** Разность между среднегодовой дневной и ночной облачностью по спутниковым данным AIRS-LMD (А), CERES Aqua (Б), MODIS Aqua (В) и PATMOS-x (Г).

Области с положительной разностью показаны фоновой заливкой. Штриховкой отмечены регионы, где разность статистически значима на уровне 5% (статистическая значимость разности оценивалась для  $z = |\bar{x} - \bar{y}| / \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}$ ) [1].

океанов, где по данным AIRS-LMD, PATMOS-x и CERES  $\Delta n > 0$  (значения  $\Delta n$  статистически значимы), а по данным MODIS и наземным наблюдениям  $\Delta n < 0$  (статистически не значимо), причем основные различия отмечены в летнее время (рис. 2).

**Облачность в различное время суток.** Измерения, полученные с помощью одинаковых приборов, установленных на различных ПС, пересекающих экватор в разное время, позволяет получить более детальную информацию о суточном ходе общей облачности ( $n$ ) [41]. Наряду с дневной и ночной облачностью, проведена оценка утренней и вечерней облачности. Для данных PATMOS-x использовались наблюдения на нисходящем и восходящем витках спутника NOAA-17 (время пролета около 07:00 и 19:00), а для данных MODIS и CERES – наблюдения со спутника EOS Terra (время пролета 10:30 и 22:30 по местному времени)<sup>4</sup>. Для всех данных анализировался период с 2003 по 2006 гг. (табл. 1).

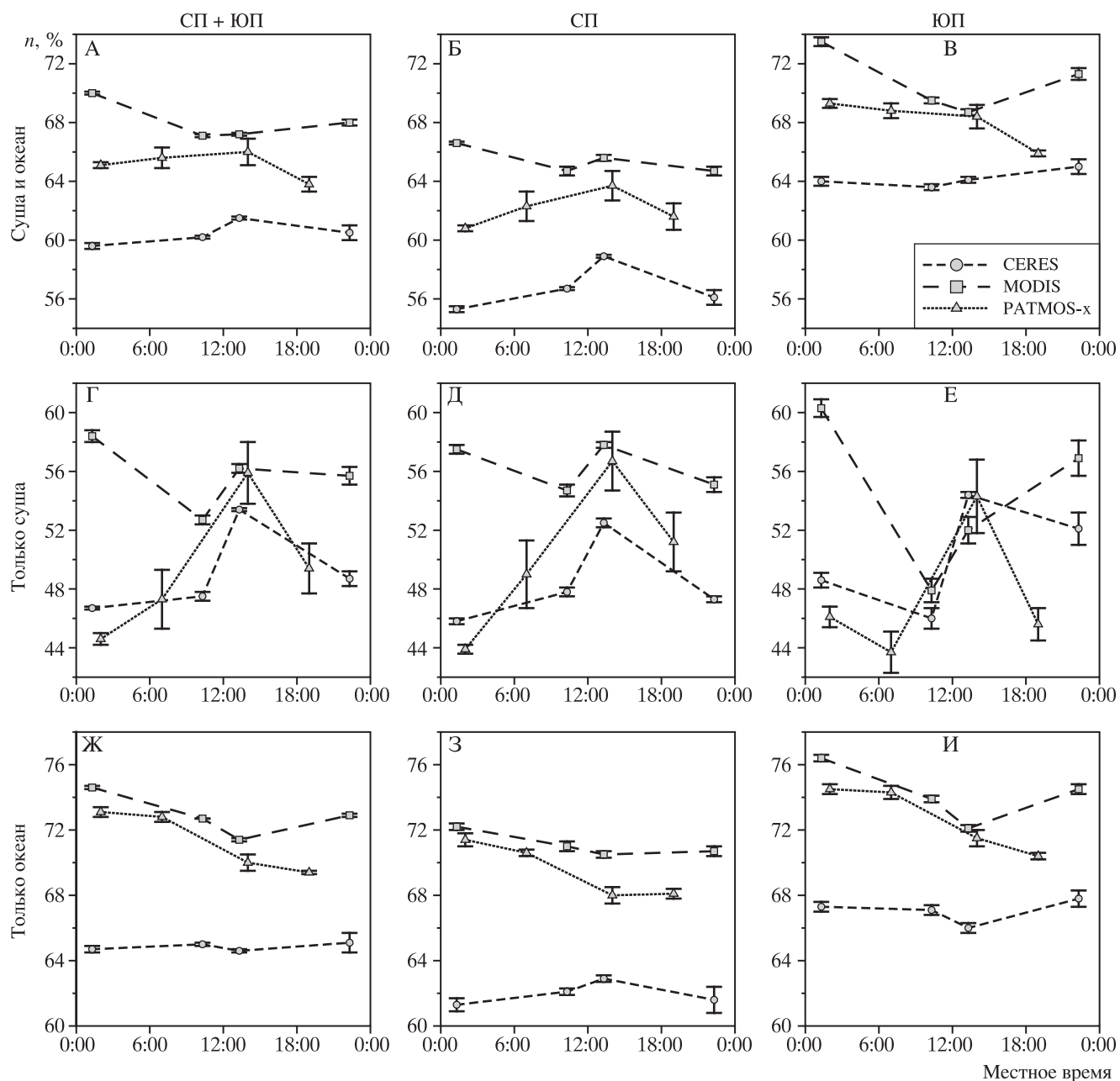
<sup>4</sup> Алгоритмы определения облачности CERES и MODIS имеют небольшие различия между ПС Terra и Aqua, которые могут проявляться в полярных и высокогорных регионах: для теста над снежной поверхностью на спутнике Aqua используется 6-й спектральный канал ( $\lambda \sim 1.64$  мкм), а на спутнике Terra – 7-й ( $\lambda \sim 2.13$  мкм) [36].

На рис. 4 представлены среднегодовые значения  $n$  в зависимости от времени суток по данным спутниковых наблюдений над различной подстилающей поверхностью для глобально- и полушарно-осредненных значений. Над сушей и над океаном отмечен противоположный суточный ход  $n$  (поэтому над всей поверхностью Земли суточный ход выражен слабо).

Над сушей проявляется дневной максимум  $n$ , связанный с конвективной облачностью, максимум которой приходится на 13:00–14:00 по местному времени [8, 9, 17]. Минимум  $n$  отмечен в утренние часы (когда отмечается минимум облачности верхнего и нижнего ярусов [9]). В вечерние и ночные часы выявлена неопределенность по различным данным (особенно в ЮП). По данным CERES и PATMOS-x ночью и вечером проявляется минимум  $n$ , согласно MODIS – максимум. Здесь необходимо отметить, что именно в вечернее и ночное время отмечается максимум облачности верхнего яруса [9], с различным определением которого в разных алгоритмах может быть связана отмеченная неопределенность.

Над океаном отмечается большая согласованность данных. Максимум  $n$  проявляется в ночное время и обусловлен наложением максимумов средней облачности (около 05:00), верхней облач-





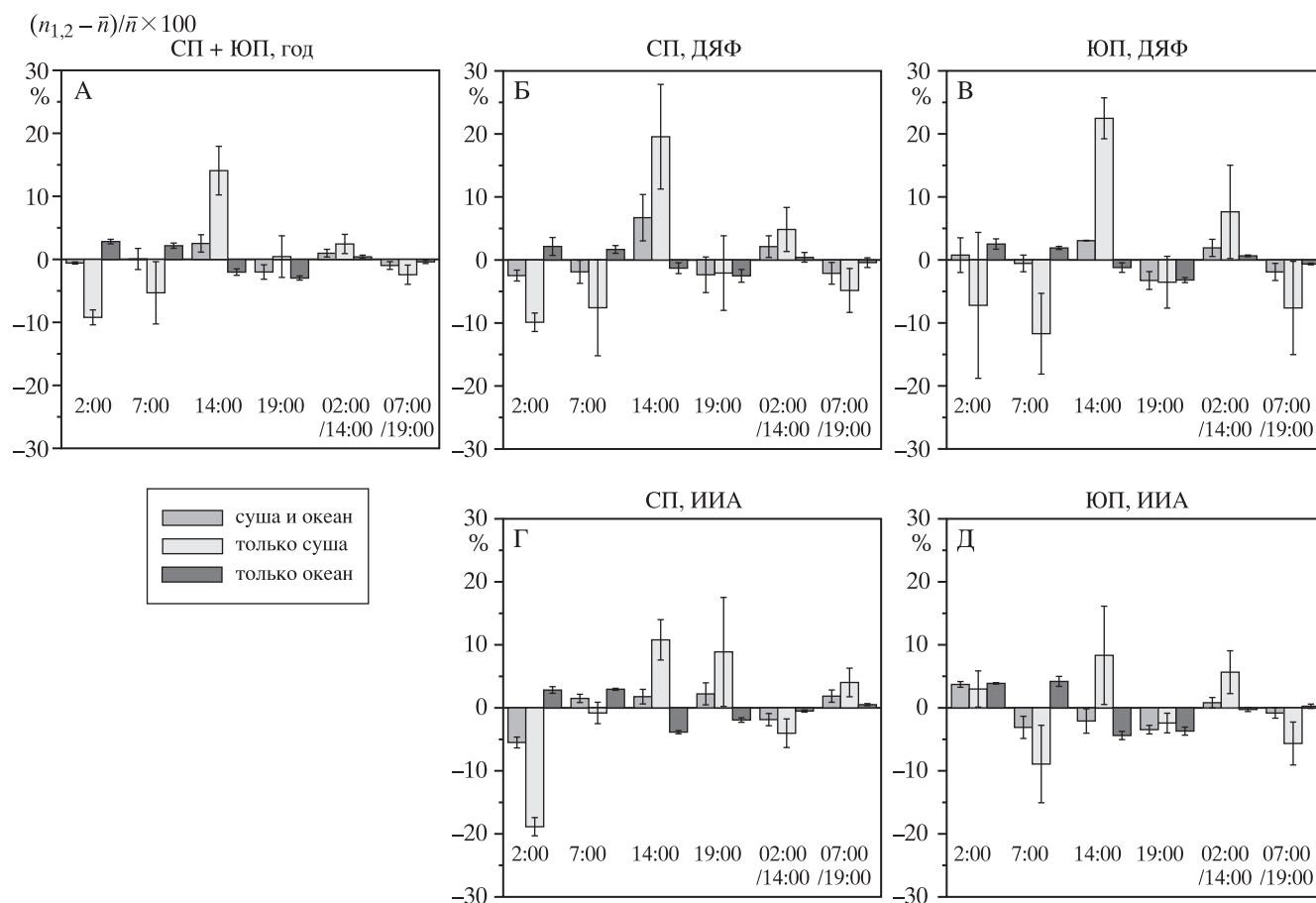
**Рис. 4.** Среднегодовые значения облачности (и стандартное отклонение) в разное время суток по спутниковым данным CERES, MODIS и PATMOS-x при глобальном осреднении (А, Г, Ж), для Северного полушария (Б, Д, З) и для Южного полушария (В, Е, И), для облачности над сушей и океаном (А, Б, В), только над сушей (Г, Д, Е) и только над океаном (Ж, З, И).

ности (около 20:00 во внетропических широтах и около 24:00 вблизи экватора [9]) и слоистой облачности нижнего яруса (от 04:00 до 08:00 утра [8, 9, 17]). Также в утренние часы над океаном наблюдается максимум кучево-дождевой облачности [17]. В целом, размах суточного хода над океаном заметно меньше, чем над сушей (2–4% и 10–16% соответственно).

**Влияние времени пролета спутников на оценку облачности.** Величина облачности по разным данным существенно различается [5, 6,

12, 27, 35], при этом заметный вклад в эти различия может вносить время наблюдений за облаками [41]. Для оценки неопределённости, связанной с различным временем наблюдений, были проанализированы данные PATMOS-x за 2003–2006 гг., представленные отдельно для нисходящих и восходящих витков ПС NOAA на “утренней” и “дневной” орбитах.

Как в среднем за год, так и в различные сезоны основная неопределённость, связанная со временем наблюдений, отмечена над сушей



**Рис. 5.** Разность между количеством облаков, полученным по одному наблюдению (с 1-го по 4-й столбцы) или средним за два наблюдения (5-й и 6-й столбцы) ( $n_{1,2}$ ) и средним за 4 наблюдения ( $\bar{n}$ ) по данным PATMOS-x для глобально-осредненных среднегодовых значений (А), а также для средних за декабрь–февраль (Б, В) и июнь–август (Г, Д) отдельно в Северном полушарии (Б, Г) и в Южном (В, Д). Разность нормирована на среднее и представлена в процентах  $((n_{1,2} - \bar{n})/\bar{n} \times 100\%)$ .

(рис. 5). Измерения только в полуденное время (около 14:00 по местному времени) покажут над сушей завышенные значения  $n$  (до 10–20% относительно среднесуточной величины), а измерения только в ночные или утренние часы покажут над сушей заниженные значения  $n$ . Использование двух наблюдений в сутки (т.е. на восходящем и нисходящем витках) позволяет существенно снизить подобные различия. Тем не менее измерения, проводимые дважды в сутки только на дневной орбите, будут завышать количество облаков над сушей (на 5–10%), а измерения со спутников на утренней орбите, соответственно занижать.

Различия над океаном, связанные со временем наблюдения, меньше, чем над сушей (не превышают 5–7%). В целом, ночные и утренние наблюдения будут воспроизводить завышенное значение  $n$ , дневные и вечерние – заниженное. Большие различия проявляются в летний период, чем в зимний. Использование двух наблюдений сводит подобные различия к нулю (не превыша-

ют 1–2%), при этом в зимний период наблюдения со спутников только на дневной орбите будут завышать  $n$  над океаном, а в летний – занижать (обратная картина отмечена для наблюдений со спутников на утренней орбите).

Поскольку для суши и океана проявляются противоположные зависимости  $n$  от времени наблюдений, то на определение глобального значения  $n$  (и над сушей и над океаном) за счёт компенсационного эффекта выбор времени наблюдений существенного влияния не оказывает. Его важно учитывать при региональном анализе  $n$  по спутниковым данным. Так, использование данных, основанных только на дневных наблюдениях<sup>5</sup> может привести к существенному занижению  $n$  над районами океанов с высокой долей слоисто-кучевых облаков [40]. В то же время, над континентами  $n$  будет завышенным, особенно

<sup>5</sup> Например, только на дневных наблюдениях основана база спутниковых данных PARASOL-POLDER [28].

сильно – в горных районах (свыше 20%), где проявляется ярко выраженный суточный ход конвективной облачности, обусловленный орографией [17, 41]. Наблюдения только в утреннее время<sup>6</sup> будут показывать завышенное (относительно среднесуточного)  $n$  над восточными районами океанов из-за переоценки слоистых и слоисто-кучевых облаков [40] и заниженное  $n$  над регионами с высокой повторяемостью кучевых форм облачности, в том числе и регионов Северной Евразии в летний период [17].

Стоит отметить, что приведённые в данном разделе оценки качественно совпадают с полученными ранее в [41]<sup>7</sup>, хотя и несколько различаются количественно.

**Выводы.** Однозначный вывод о преобладании глобальной ночной или дневной облачности согласно современным данным наблюдений сделать невозможно: различия между ними малы и по разным данным у них разный знак. Над сушей и над всем Северным полушарием скорее преобладает дневная облачность, над океаном и над всем Южным полушарием – ночная. Разница величины облачности между полушариями (в пользу Южного) несколько выше в ночное время (от 5 до 9% по разным данным), чем в дневное (3–6%). Разница величины облачности между сушей и океаном (в пользу океана) также выше в ночное время (15–29%), чем в дневное (10–16%).

Региональные значения разности между ночной и дневной облачностью над сушей могут достигать 20–40%, главным образом – в горных районах. Согласно всем данным, дневная облачность преобладает над ночной над сушей умеренных широт, в то же время в ряде регионов Африки, Южной Америки, Австралии и Евразии (главным образом в экваториальных широтах и в высокогорных областях) выявлены существенные различия: согласно одним данным над этими регионами преобладает дневная облачность, согласно другим – ночная. Основные различия связаны с детектированием облаков верхнего яруса в ночное время [35] и детектированием облаков над снежно-ледовой поверхностью в течение суток [12]. Над океаном преобладание ночной облачности отмечено преимущественно в низких широтах (главным образом, в восточных частях океанов), где по отдельным данным ночная облачность больше дневной на 15–20%, причём разность больше летом.

Суточный ход облачности может отчасти объяснить различия в оценке общего количества облаков, отмеченные в ряде работ [5, 6, 12, 27, 35]. Наблюдения только в дневное время могут завышать значения облачности над сушей (на 10–20% по сравнению со среднесуточным) и занижать значения облачности над океаном. Наблюдения только в утренние или ночные часы, наоборот, будут занижать значения облачности над сушей (на 8–10%) и завышать над океаном (на 5–7%). Региональные различия могут быть ещё существеннее. Таким образом, при сравнении данных, полученных с разных спутников, целесообразно использовать переводной коэффициент, учитывающий фазу суточного хода облачности, соответствующую времени пролёта спутника.<sup>8</sup>

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: Физматлит, 2006. 816 с.
2. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 512 с.
3. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.
4. Чернокульский А.В. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по спутниковым и наземным наблюдениям и данным реанализа // Солнечно-земная физика. 2012. Т. 21. С. 73–78.
5. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнение современных глобальных климатологий облачности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 235–243.
6. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследования Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
7. Ackerman S.A., Strabala K.I., Menzel W.P., Frey R.A., Moeller C.C., and Gumley L.E. Discriminating clear sky from clouds with MODIS // J. of Geophys. Res.: Atmospheres. 1998. Vol. 103. No. D24. P. 32141–32157.
8. Bergman J.W. and Salby M.L. Diurnal Variations of Cloud Cover and Their Relationship to Climatological Conditions // J. Climate. 1996. Vol. 9. No. 11. P. 2802–2820.

<sup>6</sup> Например, только на утренних наблюдениях основаны базы спутниковых данных MISR [15] и ATSR-GRAPE [31].

<sup>7</sup> Основаны на наблюдениях с помощью ИК-зондировщика HIRS, также установленного на ПС NOAA.

<sup>8</sup> Автор благодарен И.И. Мохову за плодотворные обсуждения результатов работы.

9. Cairns B. Diurnal variations of cloud from ISCCP data // *Atmos. Res.* 1995. Vol. 37. No. 1. P. 133–146.
10. Chepfer H., Bony S., Winker D., Cesana G., Dufresne J.-L., Minnis P., Stubenrauch C.J., and Zeng S. The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP) // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. P. D00H16.
11. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., and Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // *Environmental Research Letters.* 2011. Vol. 6. No. 3. P. 035202.
12. Chernokulsky A. and Mokhov I.I. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses // *Adv. Meteorol.* 2012. Vol. 2012. No. Article ID 542093. P. 15.
13. Chernokulsky A., Mokhov I.I., and Nikitina N. Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // *Environmental Research Letters.* 2013. Vol. 8. No. 4. P. 045012.
14. Clouds in the Perturbed Climate System / J. Heintzenberg, R.J. Charlson (ed.). Cambridge, Massachusetts London, England: The MIT Press, 2009. 615 p.
15. Di Girolamo L., Menzies A., Zhao G., Mueller K., Moroney C., and Diner D.J. MISR level 3 cloud fraction by altitude algorithm theoretical basis. Jet Propulsion Laboratory Rep. 2010. JPL D-62358, 24 p.
16. Eastman R. and Warren S.G. A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt // *J. of Climate.* 2013. Vol. 26. No. 4. P. 1286–1303.
17. Eastman R. and Warren S.G. Diurnal Cycles of Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus, and Fog from Surface Observations over Land and Ocean // *J. of Climate.* 2014. Vol. 27. No. 6. P. 2386–2404.
18. Eastman R., Warren S.G., and Hahn C.J. Variations in Cloud Cover and Cloud Types over the Ocean from Surface Observations, 1954–2008 // *J. of Climate.* 2011. Vol. 24. No. 22. P. 5914–5934.
19. Foster M.J. and Heidinger A.K. PATMOS-x: Results from a diurnally corrected 30-yr satellite cloud climatology // *J. of Climate.* 2013. Vol. 26. No. 2. P. 414425.
20. Frey R.A., Ackerman S.A., Liu Y., Strabala K.I., Zhang H., Key J.R., and Wang X. Cloud Detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS Cloud Mask for Collection 5 // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2008. Vol. 25. No. 7. P. 1057–1072.
21. Hahn C.J. and Warren S.G. A Gridded Climatology of Clouds over Land (197196) and Ocean (1954–97) from Surface Observations Worldwide (NDP-026E). Oak Ridge, TN: 2007. 71 p.
22. Hahn C.J., Warren S.G., and London J. The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology // *J. of Climate.* 1995. Vol. 8. P. 1429–1446.
23. Heidinger A.K. CLAVR-x Cloud mask algorithm theoretical basis document (ATBD). Washington, D.C.: 2004. 68 p.
24. Ignatov A., Laszlo I., Harrod E.D., Kidwell K.B., and Goodrum G.P. Equator crossing times for NOAA, ERS and EOS sun-synchronous satellites // *Int. J. Remote Sens.* 2004. Vol. 25. No. 23. P. 5255–5266.
25. Liu Z., Vaughan M., Winker D., Kittaka C., Getzewich B., Kuehn R., Omar A., Powell K., Trepte C., and Hostetler C. The CALIPSO Lidar Cloud and Aerosol Discrimination: Version 2 Algorithm and Initial Assessment of Performance // *Journ. Atmos. Oceanic Technol.* 2009. V. 26. No. 7. P. 1198–1213.
26. Minnis P., Sun-Mack S., Young D.F. Heck P.W., Garber D.P., Chen Y., Spangenberg D.A., Arduini R.F., Trepte Q.Z., Smith W.L., Ayers J.K., Gibson S.C., Miller W.F., Hong G., Chakrapani V., Takano Y., Liou K.-N., Xie Y., and Yang P. CERES Edition-2 Cloud Property Retrievals Using TRMM VIRS and Terra and Aqua MODIS Data - Part I: Algorithms // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. Vol. 49. No. 11. P. 4374–4400.
27. Mokhov I.I. and Schlesinger M.E. Analysis of global cloudiness: 2. Comparison of ground-based and satellite-based cloud climatologies // *J. of Geophys. Res.: Atmospheres* (1984–2012). 1994. T. 99. No. D8. C. 17045–17065.
28. Parol F., Buriez J.C., Vanbaucé C., Riedi J., C Labonnote L., Doutriaux-Boucher M., Vesperini M., Seze G., Couvert P., Viollier M., and Brünn F.M. Capabilities of multi-angle polarization cloud measurements from satellite: POLDER results // *Adv. Space Res.* 2004. Vol. 33. P. 1080–1088.
29. Ramanathan V., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E., and Hartmann D.L. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // *Science.* 1989. Vol. 243. No. 4887. P. 57–63.
30. Rozendaal M.A., Leovy C.B., Klein S.A. An observational study of the diurnal cycle of marine stratiform cloud // *J. of Climate.* 1995. Vol. 8. P. 1795–1809.
31. Sayer A.M., Poulsen C.A., Arnold C., Campmany E., Dean S., Ewen G.B.L., Grainger R.G., Lawrence B.N., Siddans R., Thomas G.E., and Watts P.D. Global retrieval of ATSR cloud parameters and evaluation (GRAPE): dataset assessment // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. Vol. 11. P. 3913–3936.
32. Stephens G.L., Li J., Wild M., Clayson C.A., Loeb N.G., Kato S., L'Ecuyer T.S., Stackhouse Jr.P.W., Lebsock M., and Andrews T. An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations // *Nature Geosci.* 2012. T. 5. No. 10. C. 691–696.
33. Stubenrauch C.J., Chedin A., Radel G., Scott N.A., and Serrar S. Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B // *J. of Climate.* 2006. Vol. 19. P. 5531–5553.

34. *Stubenrauch C.J., Cros S., and Lamquin N.* Cloud properties from Atmospheric Infrared Sounder and evaluation with Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. D00A10.
35. *Stubenrauch C.J., Rossow W.B., Kinne S., Ackerman S., Cesana G., Chepfer H., di Girolamo L., Getzewich B., Guignard A., Heidinger A., Maddux B.C., Menzel W.P., Minnis P., Pearl C., Platnick S., Poulsen C., Riedi J., Sun-Mack S., Walther A., Winker D., Zeng S., and Zhao G.* Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bul. of the American Meteorological Society.* 2013. Vol. 94. No. 7. P. 1031–1049.
36. *Lingli W.J., Qu X., Xiong X., Hao Y. Xie, and Che N.* A preliminary study of Aqua/ MODIS snow coverage continuity with simulated band 6 // *Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability III.* Vol. 6298. No. 62981A. DOI: 10.1117/12.68953.
37. *Warren S.G., Eastman R., and Hahn C.J.* A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–96 // *J. of Climate.* V. 20. No. 4. P. 1–22.
38. *Wielicki B.A., Barkstrom B.R., Harrison E.F., Lee III R.B., Louis Smith G., and Cooper J.E.* Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment // *Bul. of the Amer. Meteorological Soc.* 1996. Vol. 77. No. 5. P. 853–868.
39. *Winker D.M., Vaughan M.A., Omar A., Hu Y., Powell K.A., Liu Z., Hunt W.H., and Young S.A.* Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2009. Vol. 26. No. 11. P. 2310–2323.
40. *Wood R.* Stratocumulus Clouds // *Monthly Weather Review.* 2012. Vol. 140. No. 8. P. 2373–2423.
41. *Wylie D.* Diurnal cycles of clouds and how they affect polar-orbiting satellite data // *Journ. of Climate.* 2008. Vol. 21. No. 16. P. 3989–3996.

## Day and Night Cloudiness Using Satellite Data from Different Sources

A.V. Chernokulsky

*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
e-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru*

Day-time and night-time cloudiness and their difference were assessed based on various satellite data (AIRS-LMD, CERES, MODIS, CALIPSO-GOCCP, PATMOS-x) and surface observations. It was found that day-time cloudiness prevails over land and over the entire Northern Hemisphere while night-time cloudiness prevails over the ocean and over the Southern Hemisphere, moreover difference between cloudiness over land and over the ocean (and consequently over both hemispheres) is higher at the night-time. Regionally, difference between day-time and night-time cloudiness over land is up to 20–40%, mostly over mountain regions and midlatitudes. Over the ocean, night-time cloudiness prevails in low latitudes in summer (mostly over the eastern parts of the oceans) where it is up to 15–20% more than day-time cloudiness. A disagreement between different data is noted over the vast equatorial and high-mountain regions in Eurasia, Africa, South America, Australia, North Pacific and North Atlantic. Particularly, some data display that day-time cloudiness prevails in that regions, other data shows the opposite. It was shown, that time of observations can affect the estimate of total cloudiness. Though, only day-time measurements lead to an overestimation of cloudiness over land (up to 20% of the total daily cloudiness) and underestimation over the ocean. On the contrary, only night-time observations (or observations at the morning) lead to an overestimation of cloudiness over the ocean (up to 5–7%) and underestimation over land (up to 8–10%). Regional differences are even more sufficient.

**Keywords:** day-time and night-time cloudiness, diurnal cycle of cloudiness, total clouduness, satellite data, regional differences.

doi:10.15356/0373-2444-2015-6-X-X