



004612594

На правах рукописи

Чернокульский Александр Владимирович

**АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ ОБЛАЧНОСТИ
И СВЯЗАННЫХ С ЕГО ВАРИАЦИЯМИ
КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ**

25.00.29 — Физика атмосферы и гидросферы

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Москва — 2010

11 НОЯ 2010

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН.

Научный руководитель: доктор физико-математических наук,
член-корреспондент РАН, профессор
Мохов Игорь Иванович

Официальные оппоненты доктор физико-математических наук,
Успенский Александр Борисович
кандидат технических наук
Рублёв Алексей Николаевич

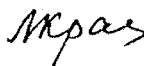
Ведущая организация Главная геофизическая обсерватория
им. А.И. Воейкова

Защита состоится 18 ноября 2010 года в 11:00 на заседании диссертационного совета Д 002.096.01 в Учреждении Российской академии наук Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН по адресу: 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН.

Автореферат разослан «16» октября 2010 года.

Ученый секретарь
Диссертационного совета Д 002.096.01
кандидат географических наук



Л.Д. Краснокутская

Актуальность работы

Облачность играет важную роль в земной климатической системе (ЗКС), участвуя в гидрологическом цикле и оказывая существенное влияние на радиационный баланс Земли. Наибольшая неопределенность оценок чувствительности ЗКС к различным воздействиям, в том числе к изменению содержания в атмосфере парниковых газов, по-видимому связана с облачностью и её эффектами.

Существенно различается влияние облаков разного типа для разных регионов и сезонов. Облака верхнего яруса в целом способствуют усилению парникового эффекта, а облака нижнего яруса — выхолаживанию климатической системы. При этом коротковолновый облачный форсинг (форсингом принято называть разность радиационных потоков при облачном и безоблачном небе) преобладает, и облака в целом охлаждают ЗКС. Суммарный облачный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы, для Земли в целом может достигать -15 Вт/м^2 , а среднезональные значения -40 Вт/м^2 , главным образом в зоне активности циклонов внетропических широт. Региональные значения радиационного форсинга, как положительные, так и отрицательные, могут превышать по абсолютному значению 100 Вт/м^2 . Основные межгодовые вариации радиационного бюджета ЗКС связаны с вариациями глобально-средних значений облачности. Возможные вариации облачности в связи с глобальными климатическими изменениями могут усилить или ослабить эти изменения. Однако до сих пор остаются неопределенными тенденции изменений облачности. Согласно одним оценкам доля покрытия Земли облаками в целом растёт вместе с глобальным потеплением, в других работах либо отмечается уменьшение количества облаков, либо тренд общей облачности является незначимым, а проявляется сокращение количества облаков верхнего яруса.

В настоящее время существует более десятка глобальных баз данных для облачного покрова, основанных на спутниковых и наземных наблюдениях (с различным временным и пространственным разрешением и разной длительности) и есть необходимость их детального анализа. Подобный анализ нужен как для более адекватного понимания структуры глобального поля облачности и его вариаций, так и для валидации климатических моделей, использующихся для оценки возможных изменений климата.

Цели и задачи исследования

Основной целью работы является анализ глобального поля облачности по различным данным наблюдений и модельным расчетам, а также оценка климатических эффектов, связанных с вариациями.

Основные задачи исследования:

- оценка современного состояния глобального поля облачности в разные сезоны, разное время суток, над разной подстилающей поверхностью на основе различных данных спутников, наземных наблюдений, а также данных реанализа и результатов расчётов с использованием глобальных климатических моделей (всего более 40 источников);
- анализ наблюдаемых изменений облачности за последние десятилетия и оценка возможных изменений облачности в XXI в.;
- анализ региональных изменений облачности, в частности над российскими регионами, оценка связи этих изменений с циклонической активностью;
- количественная оценка связи температурного режима поверхности с режимами облачности, оценка влияния облачности на режимы пожароопасности;
- оценка взаимосвязи количества облаков с изменениями температурного режима Земли, количественная оценка влияния облачности в вопросах контролируемого антропогенного влияния на климат.

Методы исследования

Основные результаты диссертационной работы получены с использованием различных современных статистических методов сравнения данных. Часть данных, используемых для анализа, получена с помощью численного моделирования климатической системы с использованием глобальных, так и региональных климатических моделей. В главе 3 для оценки контролируемого антропогенного влияния на климат использовалась глобальная энергобалансовая модель климата.

Основные положения выносимые на защиту

1. Оценка диапазона глобальных и региональных значений общего количества облаков на основе современных данных, выявление общих закономерностей и основных различий между этими данными, анализ причин выявленных различий;
2. количественная оценка трендов облачности в последние десятилетия на основе современных данных наблюдений, оценка изменений облачности над российскими регионами;
3. выявление связи изменений облачности с изменением циклолической активности в средних широтах Северного полушария;
4. количественная оценка связи температурного режима поверхности и режимов пожароопасности с режимами облачности;
5. оценка взаимосвязи количества облаков с изменениями глобальной температуры на основе современных данных наблюдений и модельных расчётов;
6. получение аналитических решений глобально-осреднённой энергобалансовой модели для оценки эффективности контролируемого воздействия на климат в результате эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу в зависимости от различных управляющих параметров, в том числе связанных с облачностью.

Научная новизна

- Впервые проведено сравнение глобального поля облачности, полученного на основе современных данных, в том числе спутниковых измерений (как пассивных, так и активных), наземным наблюдений, различных данных реанализа и расчётов с использованием глобальных моделей климата;
- на основе современных данных проведена оценка наблюдаемых трендов облачности, в том числе оценка изменений облачности над российскими регионами в последние десятилетия, количественно оценена связь изменений облачности с изменением циклолической активности;
- получены количественные оценки изменений риска пожароопасности в российских регионах в XXI веке по результатам расчётов с использованием региональной климатической модели;

- на основе современных данных получено количественное значение параметра связи между облачностью и глобальной температурой;
- впервые получены аналитические решения для оценки эффективности контролируемого действия на климат в результате эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу в зависимости от различных управляющих параметров, в том числе связанных с облачностью.

Научная и практическая значимость

Полученные результаты могут использоваться при анализе глобальных и региональных климатических изменений, при валидации климатических моделей, при решении вопросов рационального природопользования в условиях изменяющегося климата, при оценке контролируемого антропогенного влияния на климат.

Личный вклад автора

Автор принимал участие во всех этапах работы, в том числе в формулировке задач и интерпретации полученных результатов. Основные результаты диссертационной работы и необходимые для этого расчеты получены и проведены автором лично.

Апробация работы и публикации

Результаты работы докладывались автором как на российских, так и на международных научных конференциях, школах и семинарах, в том числе на семинарах Лаборатории теории климата и Отдела исследований климатических процессов ИФА им. А.М. Обухова РАН; на Всероссийской конференции «С.П. Хромов и синоптическая метеорология» (Москва, 2004); на Международной школе по изучению атмосферы ERCA-2006 (Франция, Гренобль, 2006); на пяти ежегодных Всероссийских конференциях молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы»: САТЭП и МАПАТЭ (Звенигород, Нижний Новгород, Борок, 2006–2010) на двух Международных симпозиумах стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (Санкт-Петербург, 2006 и 2009 гг.); на Международном симпозиуме «Физика атмосферы: наука и образование» (Санкт-Петербург, 2007 гг.); на Международной школе по экологическим исследованиям

в зоне бореальных лесов (Нелидово, 2007); на Генеральной ассамблее Европейского геофизического союза (Австрия, Вена, 2008 и 2010 гг); на двух Российских конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2008, 2009) на Международной конференции по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2009 (Красноярск, 2009); на Международной школе по изучению роли водяного пара в климатической системе (Франция, Каргезе, 2009); на Всероссийской конференции «Михаил Арамаисович Петросянц и современные проблемы метеорологии и климатологии» (Москва, 2009) на Международном семинаре группы GEWEX по оценке облачности на основе спутниковых данных (Германия, Берлин, 2010); на пятой Международной конференции «Физика атмосферы, климат и окружающая среда» (Санкт-Петербург, 2010); на Международной конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2010 (Томск, 2010).

По теме диссертации опубликовано более 30 работ, из них 9 в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах.

Структура и объём диссертации

Работа состоит из Введения, 3 глав, Заключения и списка литературы из 240 названий. В диссертации содержится 179 страниц, 25 таблиц, 68 рисунков.

Содержание диссертации

Во **Введении** обоснована актуальность работы, приводится обзор современного состояния исследований, посвящённых анализу глобального поля облачности, формулируются цели работы, научная новизна и научная и практическая значимость работы, приводятся этапы апробации диссертации, а также приводится краткий обзор содержания диссертации.

Первая глава диссертации посвящена анализу современного состояния глобального поля облачности. В **разделе 1.1** приводится описание используемых данных (табл. 1), в том числе данных спутниковых и наземных наблюдений, различных данных реанализа и результатов расчётов с использованием глобальных климатических моделей. Приводятся краткие характеристики данных, характерные значения погрешностей. Проводится сравнительный анализ различных алгоритмов

определения облачности в разных спутниковых данных.

Таблица 1. Характеристики использовавшихся баз данных для облачности

База данных	Период	Разрешение данных
Спутниковые данные		
ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project)	07/1983–06/2008	2,5°
UW HIRS (University of Wisconsin High-resolution Infrared Radiation Sounder)	01/1979–12/2001	1°
Patmos-X (Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmospheres eXtended)	01/1982–05/2008	0,5°
MODIS (MOderate Resolution Imaging Spectroradiometer)	02/2000–12/2009 (Terra)	1°
	07/2002–12/2009 (Aqua)	
CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System)	02/2000–08/2007 (Terra)	1°
	07/2002–08/2007 (Aqua)	
PARASOL-POLDER (Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar – POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances)	03/2005–10/2009	10'
AIRS-LMD (Atmospheric Infrared Sounder – Laboratoire de Météorologie Dynamique)	01/2003–12/2008	1°
CALIPSO-GOCCP (GCM-Oriented CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) Cloud Product)	01/2007–12/2008	1°
MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer)	01/2001–12/2008	1°
ATSR-GRAPE (Along-Track Scanning Radiometer – Global Retrieval of ATSR cloud Parameters and Evaluation project)	06/1995–12/2000	1°
Данные наземных наблюдений		
EECRA (Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive)	01/1971–12/1996 (Суша)	5°
	01/1954–12/1997 (Океан)	5°–10°
CRU (Climatic Research Unit) / только суша	01/1971–12/2002	0,5°
ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) / только океан	01/1960–05/2007	1°
Данные реанализа		
ERA-40 (ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) European ReAnalysis)	01/1957–08/2002	2,5°
ERA-Interim	01/1989–12/2009	1,5°
NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research)	01/1948–12/2008	≈1,9°
NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction – Department Of Energy)	01/1979–01/2008	≈1,9°
MERRA (NASA (National Aeronautics and Space Administration) Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications)	01/1979–03/2009	0,5°×0,67°
JRA-25 (JMA (Japan Meteorological Agency) Japanese ReAnalysis)	01/1979–12/2009	2,5°
Данные расчетов с использованием глобальных климатических моделей		
CMIP 3 (Coupled Model Intercomparison Project 3)	XX–XXI вв.	≈1,125°–
22 глобальных модели климата и среднее по ансамблю моделей		5°
КМ ИФА РАН (Климатическая модель Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН)	XX в.	4,5°×6°

В разделе 1.2 проводится анализ современного состояния глобального поля облачности. Отделен диапазон глобальных, полушарных и зональных значений общей облачности, отдельно суши и отдельно над океаном. Определены амплитуды (разность между минимальным и максимальным значением) сезонного и суточного хода облачности, выявлены области, где проявлял

основные различия между разными данными, проведен анализ причин отмеченных неопределённостей.

Глобальное среднегодовое значение облачности по данным наблюдений (рис. 1) составляет около $2/3$, меньшее значение отмечено по данным CERES (около 0,6) и PARASOL-POLDER (0,56), большее — по данным UW HIRS (до 0,75). При этом доля покрытия облаками Южного полушария (ЮП) согласно большинству данных составляет $0,68 \pm 0,02$ (от 0,6 по данным PARASOL-POLDER до 0,76 по данным UW HIRS), а Северного полушария (СП) — $0,63 \pm 0,03$ (от 0,53 до 0,74 соответственно). Доля покрытия облаками суши составляет $0,52 \pm 0,04$ (от 0,41 по данным MISR до 0,69 по данным UW HIRS), а доля покрытия облаками Мирового океана — $0,69 \pm 0,03$ (от 0,6 по данным PARASOL-POLDER до 0,77 по данным UW HIRS). Согласно спутниковым наблюдениям, основанным одновременно и на видимых и на ИК-каналах, диапазон глобальных среднегодовых значений облачности для суши и океана в целом составляет 0,6–0,68; только для суши: 0,48–0,57; только для океана: 0,65–0,72. Согласно спутниковым данным, основанным только на ИК-каналах получены большие значения для общего количества облаков, согласно спутниковым данным, основанным только на видимых каналах — меньшие значения (в первую очередь над сушей).

Зональное и региональное распределение облачности связано с общей циркуляцией атмосферы. Максимальные значения облачности в области внутритропической зоны конвергенции (восходящая ветвь ячейки Хэдли) по разным данным находятся в диапазоне 0,65–0,8 (главным образом, за счет облачности над сушей), а в зоне восходящих ветвей полярной ячейки и ячейки Ферреля — около 0,85–0,95 в умеренных широтах ЮП и около 0,6–0,8 в умеренных широтах СП (главным образом за счет облачности над океанами). Минимальные значения облачности отмечаются в областях нисходящих ветвей меридиональных ячеек общей циркуляции, в частности в субтропической области повышенного давления, где над океанами проявляются антициклонические центры действия, а над сушей — области с аридным климатом. Количество облаков в этих широтах в среднегодовом режиме уменьшается до 0,45–0,6 в ЮП и 0,4–0,55 в СП. В приполярных областях минимум облачности по всем анализировавшимся данным отмечен только в летнее время в ЮП, где количество облаков уменьшается до 0,3–0,55. Зимой (в условиях полярной ночи), а в СП и летом, отмечается большая рассогласованность данных, где разброс между количеством облаков по разным данным может достигать 0,8 (0,9 по данным UW HIRS и 0,1 по данным Patmos-X и PARASOL-POLDER).

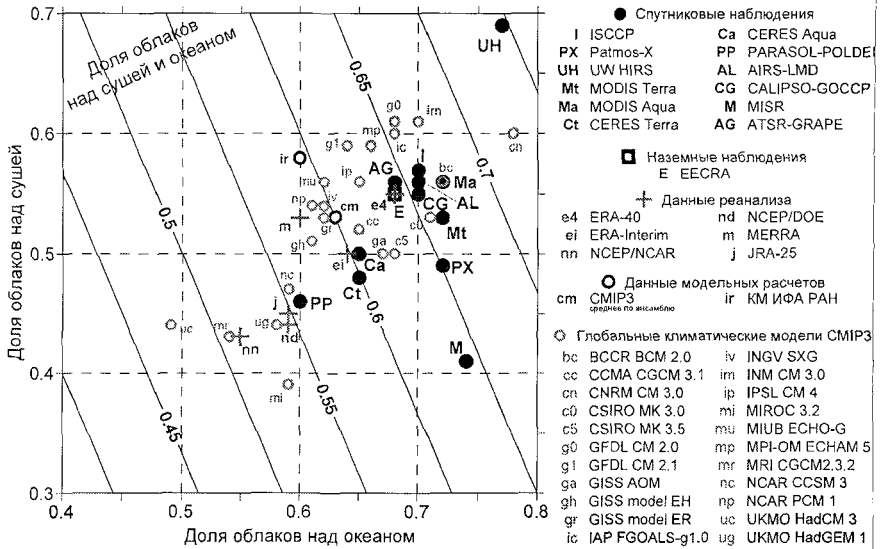


Рис. 1. Глобально-среднее количество облаков по различным данным над сушей (ось ординат), над океаном (ось абсцисс) и над сушей и океаном (наклонные линии).

В годовом ходе облачности выявлено преобладание летней облачности над зимней, максимальная амплитуда годового хода полушарно-средней облачности отмечена по данным Patmos (достигает 0,12 в СП и 0,1 в ЮП). Над сушей амплитуда больше (0,2 в СП и 0,3 в ЮП), над океаном — меньше (менее 0,1 в обоих полушариях). Наибольшие сезонные различия региональной облачности отмечены над сушей, в областях с муссонной циркуляцией, где разница между количеством облаков летом и зимой по некоторым данным достигает 0,8. Преобладание зимней облачности отмечается по всем данным над Средиземным морем, в то же время над восточными районами Евразии и над северной половиной Северной Америки по одним данным количество облаков больше летом, по другим — зимой. Ещё большие различия между данными отмечены в полярных регионах как СП, так и ЮП.

В суточном ходе облачности отмечено преобладание дневной облачности над ночной над континентами СП, амплитуда суточного хода над всей сушей по некоторым данным достигает 0,2. Региональные значения амплитуды суточного хода над сушей могут достигать 0,6 (до 80%

среднесуточных значений), главным образом — в горных районах. Над южными континентами (юг Африки, Австралия и Южная Америка) согласно одним данным количество облаков больше днём, согласно другим — ночью. Над океаном по всем данным количество облаков больше ночью, преимущественно за счёт низких широт (главным образом, в восточных частях океанов), где почная облачность больше дневной на 0,2–0,3 (до 20% от среднесуточных значений), причём эта разница выше в летний период, чем в зимний.

Для анализа пространственных различий между данными использовались диаграммы Тейлора (рис. 2). Пространственное разрешение используемых баз данных приводилось к единому ($5^\circ \times 5^\circ$). В качестве опорной базы данных, с которой сравнивались остальные, были выбраны наземные наблюдения EECRA (этот выбор не подразумевает выделения наземных наблюдений в качестве эталона, однако он удобен для наглядного сравнения). Среднегодовые значения облачности по данным спутниковых наблюдений в целом хорошо согласуются с наземными данными (и друг с другом), коэффициент пространственной корреляции находится в диапазоне от 0,8 до 0,95. Лучшее согласие отмечено над океаном, при этом большинство спутниковых данных имеет большее среднеквадратическое отклонение по пространству (СКО) над океаном, чем наземные наблюдения. Над сушей согласие между данными ниже, а значения СКО близки между спутниковыми и наземными наблюдениями. Для пространственных сезонных различий (между средним за декабрь-январь-февраль и июнь-июль-август) корреляция между спутниковыми наблюдениями и наземными наблюдениями слабее, чем для среднегодовых значений. Над океаном диапазон коэффициента пространственной корреляции составляет 0,7–0,9, над сушей — только 0,4–0,8 (по некоторым данным не выше 0,2). Значения СКО по пространству для сезонных различий общей облачности и над сушей и над океаном по всем спутниковым данным выше, чем по данным наземных наблюдений.

Проведен анализ возможных причин отмеченных различий между разными данными. Наряду с различиями, связанными с использованием разных алгоритмов, отмеченные различия могут быть связаны со временем наблюдений. Наблюдения только в дневное время могут завышать значения облачности над сушей (до 20%) и занижать значения облачности над океаном (до 5%). Наблюдения только в утренние или почные часы, наоборот, будут занижать значения облачности над сушей (до 10%) и завышать над океаном (на 5–7%). Различия, связанные с выбором периода осреднений, не превышают на глобальном уровне 1–2%. Региональные отличия могут быть больше, и проявляются

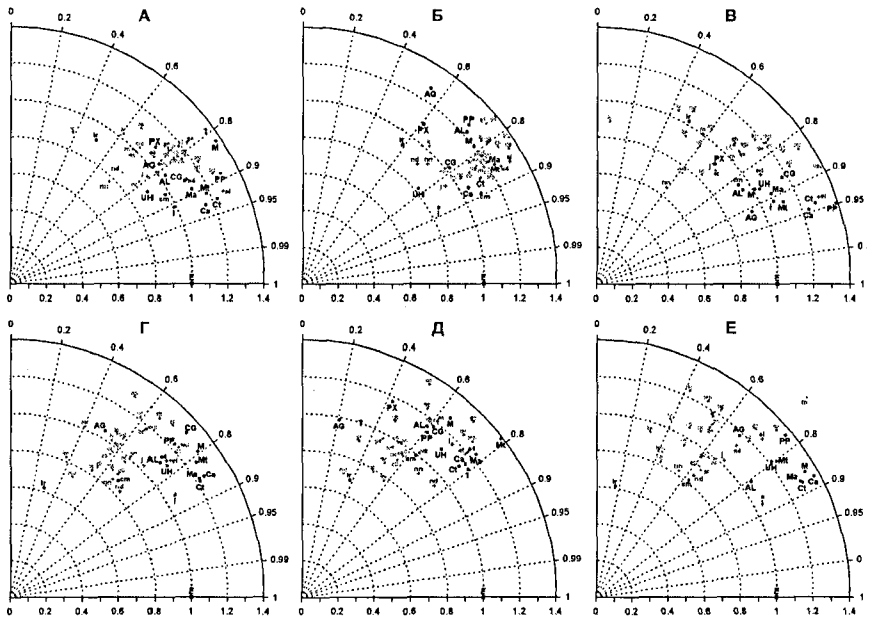


Рис. 2. Статистические характеристики пространственной связи (диаграммы Тейлора) для общего количества облаков между данными наземных наблюдений ЕЕСРА и другими данными по среднегодовым значениям (А и Г) и по разности между средним количеством облаков за июнь-июль-август и декабрь-январь-февраль (Г-Е) суши и океана (А и Г), только для суши (Б и Д) и только для океана (В и Е). Угловая координата характеризует пространственный коэффициент корреляции между данными ЕЕСРА и другими данными, радиальная координата характеризует СКО по пространству (нормированное на СКО ЕЕСРА).

главным образом в экваториальной части Тихого океана (связаны с явлением Эль-Ниньо/Нинья). Кроме того, ошибки могут вносить ограниченная точность приборов и неоднородности наблюдений. Подобные ошибки могут достигать 5% в тропиках и 10% в полярных регионах.

Данные реанализа и глобальные климатические модели в целом адекватно воспроизводят глобальное и зональное распределение облачности, однако для большинства моделей и данных реанализа отмечается недооценка общего количества облаков — над океаном в течение всего и над сушей в летний период. Главным образом, недооценивается облачность в средних широтах при этом сезонный ход облачности в этих широтах, наоборот, переоценивается. В целом, мод

и данные реанализа лучше оценивают среднегодовые значения облачности и хуже — сезонные различия.

В разделе 1.3 обсуждаются основные результаты, полученные в первой главе.

Вторая глава диссертации посвящена анализу межгодовых вариаций глобального поля облачности и связанных с ними региональных климатических последствий. В разделе 2.1 проводится анализ межгодовой изменчивости и трендов облачности по данным наблюдений и по модельным расчётам. Определены значения наблюдаемых трендов облачности для различных широтных зон, определён диапазон возможных изменений облачности в XXI в. Проведён анализ изменений облачности в российских регионах.

Согласно результатам сезонного анализа, во временной изменчивости ведущей является годовая гармоника, кроме того проявляются гармоники с периодом в 3–3,5 и 5–7 лет (главным образом, над океаном тропических широт), которые связаны с явлением Эль-Ниньо/Ла-Нинья.

Согласно регрессионному анализу, по данным спутниковых наблюдений ISCCP и наземных наблюдений EECRA отмечен отрицательный тренд облачности над средними и тропическими широтами суши как в СП, так и в ЮП (около $-0,01$ в десятилетие). По данным спутниковых наблюдений, облачность над сушей тропических широт сокращается быстрее в зимний период, по данным наземных наблюдений — в летний (главным образом, за счёт дневной облачности). В средних широтах и по наземным и по спутниковым данным величина тренда выше в летнее время. По данным *Ratnos-X* над сушей средних и тропических широт ЮП тренд близок к нулю, а в СП проявляется рост количества облаков (за счёт летнего периода). Над сушей полярных широт СП отмечается положительный тренд облачности, главным образом за счёт летнего периода (до $0,025$ в десятилетие).

Над океаном выявлены существенные различия между разными данными. Согласно данным наземных наблюдений EECRA количество облаков над океаном растёт, особенно в ЮП в зимнее время (до $0,03$ в десятилетие). По данным спутниковых наблюдений ISCCP и *Ratnos-X* количество облаков над океаном сокращается (до $-0,02$ в десятилетие), по данным ISCCP и зимой и летом (и в СП и в ЮП), по данным *Ratnos-X* значимый отрицательный тренд выявлен только над океаном ЮП в зимнее время. Над полярными широтами океана отмечен рост облачности и по спутниковым и по наземным наблюдениям. Согласно анализу трендов для более коротких периодов выделяется период роста количества облаков над океаном до середины 80-х гг. и период слабого сокращения

в последующие годы.

Согласно модельным расчётам, в XXI веке ожидается сокращение облачности и над сушей (до $-0,005$ в десятилетие) и над океаном (до $-0,0045$ в десятилетие) в тропических и средних широтах (по некоторым моделям, над океаном возможен рост количества облаков). В полярных широтах и над сушей и над океаном ожидается рост количества облаков (до $0,009$ в десятилетие отдельным моделям). В зимнее и летнее время могут проявляться различные тенденции изменения облачности. В частности, в средних и полярных широтах СП ожидается рост облачности в зимнее время и сокращение количества облаков в летнее время. Над тропическими и средними широтами океана в летнее время ожидается большее сокращение количества облаков, чем в зимнее.

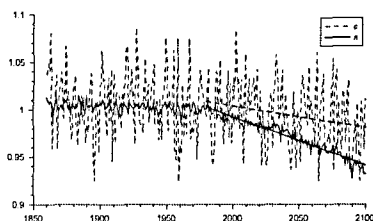


Рис. 3. Изменения среднегодовой нормированной площади, покрытой облаками (n) и циклонами (c) для пояса широт $20\text{--}80^\circ$ с.ш. по модельным расчетам (климатическая модель Института Пьера-Симона Лапласа IPSL CM 4.0) для периода 1860–2100 гг. (при антропогенном сценарии SRES-A2 для XXI в.)

Для среднегодовых значений ожидается рост количества облаков в северных широтах (выше и уменьшение количества облаков в южных широтах.

Одной из возможных причин изменения облачности в XXI в. во внетропических широтах северного полушария может быть изменение циклонической активности в этом регионе (рис. Согласно расчётам с использованием климатической модели IPSL CM 4.0, в XXI в. ожидается уменьшение суммарной площади циклонов на широтах $< 60^\circ$ и увеличение на широтах $>$ при этом коэффициент линейной регрессии площади, покрытой облаками, на площадь, покры-

Сезонные различия в ожидаемых и наблюдаемых изменениях облачности проявляются и над российскими регионами. По данным спутниковых и стационарных наблюдений (полученных для 1600 российских метеорологических станций из Метеорологического центра данных ВНИИГМИ-МЦД), в зимнее время количество облаков над южными российскими регионами за последние два десятилетия увеличилось на $0,02\text{--}0,05$, сокращение количества облаков зимой отмечено только на севере Сибири. В то же время, те же тенденции изменения облачности по данным наблюдений не однозначны. Согласно модельным расчетам, в XXI веке зимой продолжится рост количес-

циклонами, близок к единице.

Регион	Зима		Лето	
	Коэффициент регрессии (К)	Коэффициент корреляции	Коэффициент регрессии (К)	Коэффициент корреляции
1. Московский регион	9,4 (0,4)	0,42	-6,5 (0,3)	-0,39
2. Центр ЕТР	8,4 (0,3)	0,38	-4,7 (0,2)	-0,29
3. Черноземье	9,9 (0,3)	0,50	-7,3 (0,2)	-0,45
4. Поволжье	6,5 (0,3)	0,32	-3,2 (0,3)	-0,19
5. Юг ЕТР	1,7 (0,3)	0,09	-4,6 (0,2)	-0,36
6. Юг З. Сибири и Урала	7,6 (0,3)	0,32	-5,6 (0,3)	-0,28
7. Юго-восток З. Сибири	10,1 (0,3)	0,45	-6,2 (0,2)	-0,38
8. Юг Восточной Сибири	9,6 (0,4)	0,39	-6,0 (0,2)	-0,36
9. Забайкалье	3,7 (0,3)	0,20	-6,2 (0,2)	-0,37

Таблица 2. Коэффициенты линейной регрессии ΔT_M на Δn (К) (в скобках узаны значения СКО) и коэффициенты корреляции между ΔT_M и Δn для зимы и лета и для различных российских регионов

поверхности T_M (ΔT_M) для различных российских регионов в разные периоды года. В качестве возможных региональных последствий изменения облачности проведена оценка изменения индексов пожароопасности в российских регионах в XXI в. По суточным стационарным данным проведена оценка влияния облачности на величину T_M (табл. 2). В зимнее время отмечена положительная корреляция между температурой и облачностью, при этом коэффициент линейной регрессии температуры на облачность достигает 10 К в отдельных регионах, таким образом, положительные аномалии количества облаков в 0,05–0,1 могут привести к положительным аномалиям максимальной дневной температуры в 0,5–1 К. В то же время, летом отмечена отрицательная корреляция между аномалиями количества облаков и температурными аномалиями. Величина коэффициента линейной регрессии достигает -7 К, поэтому ожидаемое сокращение облаков в летний период будет также, как и зимой, приводить к положительным аномалиям T_M .

Уменьшение доли облаков над российскими регионами в летний период и соответствующий рост максимальной температуры могут сопровождаться увеличением повторяемости таких экстремальных климатических явлений, как сильные засухи и лесные пожары. При анализе риска лесных пожаров использовались индекс пожароопасности Нестерова I_F и модифицированный индекс пожароопасности I_{FM} , зависящие от суточных сумм осадков (P , мм), максимальной темпе-

Изменение облачности может влиять на изменение температурного режима воздуха у поверхности. В разделе 2.2 анализируется связь облачности с температурным режимом подстилающей поверхности. Получены оценки влияния суточных аномалий количества облаков (Δn) на аномалии суточной максимальной температуры воздуха у

ратуры воздуха (T_M , °C) и температуры точки росы (T_d , °C):

$$I_F = \sum_{P < 3mm} (T_M - T_d) T_M$$

$$I_{FM} = \sum k(P)(T_M - T_d) T_M$$

Результаты получены на основе модельных расчётов с использованием региональной климатической модели Главной геофизической обсерватории для различных российских регионов XXI в. при глобальном потеплении на европейской и азиатской территориях России ожидается существенный рост вероятности возникновения лесных пожаров. В отдельных регионах, гла образом на юге, риск пожароопасности при достаточно агрессивном антропогенном сценарии к середине XXI в. может увеличиться втрое по сравнению с концом XX в. Наряду с ростом среднего летнего уровня пожароопасности проявляется увеличение длительности пожароопасного периода с тенденцией смещения пика пожароопасности с конца лета к середине (рис. 4).

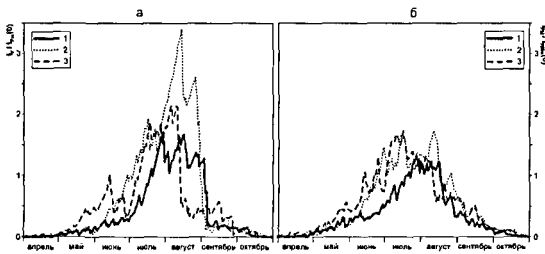


Рис. 4. Внутригодовое распределение (среднее за 10 лет) индексов I_F (а) и I_{FM} (б) нормированных на среднелетние значения (за 1991–2000 гг.) в Забайкалье (51–53° с.ш., 110–115° з.д.) для различных периодов: 1991–2000 гг. (сплошная линия, 1), 2041–2050 гг. (пунктир, 2), 2091–2100 гг. (тире, 3).

са пожароопасности Нестерова (большее, чем к концу XXI в.). При использовании модифицированного индекса пожароопасности подобного нелинейного эффекта не отмечено.

Анализ проведен на основе модельных расчетов при достаточно агрессивном антропогенном сценарии SRES-A2. При более мягких антропогенных сценариях рост риска пожароопасности российских регионов может быть заметно слабее.

В разделе 2.3 обсуждаются основные результаты, полученные во второй главе.

Наряду с ростом максимальной дневной температуры, увеличением относительной влажности воздуха и увеличением количества осадков, одним из определяющих факторов риска пожароопасности является изменение режима увлажнения. В частности, по модельным расчетам из-за сокращения количества осадков на юго-востоке и в центре АТР в середине XXI в. можно ожидать сильное увеличение стандартного и

Третья глава диссертации посвящена оценке связи количества облаков с температурным режимом ЗКС и анализу влияния облачности на климатический отклик при антропогенном воздействии на систему.

	k_n (K^{-1})		
	наблюдения	данные реанализа	модельные расчёты
СП + ЮП	-0,10 .. 0,07	-0,06 .. 0,05	-0,02..0,01
Суша	-0,07 .. 0,03	-0,06 .. 0,01	-0,02..0,01
Океан	-0,14 .. 0,15	-0,05 .. 0,11	-0,02..0,02
СП	-0,08 .. 0,04	-0,07 .. 0,01	-0,02..0,01
Суша	-0,05 .. 0,02	-0,06 .. 0,01	-0,02..0,02
Океан	-0,14 .. 0,06	-0,06 .. 0,06	-0,03..0,01
ЮП	-0,12 .. 0,17	-0,05 .. 0,08	-0,03..0,02
Суша	-0,10 .. 0,03	-0,05 .. 0,07	-0,04..0,01
Океан	-0,15 .. 0,26	-0,02 .. 0,12	-0,03..0,03

Таблица 3. Диапазон k_n по различным данным

В разделе 3.1 получен диапазон оценок глобальных и полушарных значений коэффициента линейной регрессии среднегодовой облачности n на глобальную приповерхностную температуру T по данным наблюдений (использовались данные для температуры CRU, GISS (Goddard Institute for Space Studies) и NCDC (National Climatic Data Center)), данным реанализа и по модельным расчётам для XX и

XXI вв. отдельно для суши и океана. Отмечены различные по знаку значения коэффициента k_n линейной регрессии облачности на температуру (параметра связи между облачностью и температурой). Согласно данным спутниковых наблюдений ISCCP и над сушей и над океаном отмечены статистически значимые отрицательные значения k_n . Согласно данным наземных наблюдений EECRA и спутниковых наблюдений UW HIRS, а также согласно большинству данных реанализа, отрицательные значения k_n отмечены только над сушей, а над океаном отмечены положительные значения. При этом в целом, значения k_n по модулю больше над океаном, чем над сушей (табл. 3). Для глобально осреднённых значений облачности и температуры значения k_n находятся в диапазоне от $-0,1$ до $0,07 K^{-1}$, над сушей k_n варьируется от $-0,07$ до $0,03 K^{-1}$, над океаном — от $-0,14$ до $0,15 K^{-1}$. Таким образом, наиболее широкий диапазон k_n по данным наблюдений получен для ЮП (главным образом, для океана), что связано в первую очередь с неопределённостью данных. Для СП этот диапазон существенно уже, значения k_n главным образом отрицательны.

По модельным расчётам и по данным реанализа диапазон значений k_n более узкий, чем по данным наблюдений. Для конца XX и для XXI вв. отмечены как положительные, так и отрицательные значения k_n (наибольшая неопределённость проявляется над океаном ЮП), однако в целом для большинства моделей значения k_n отрицательны, при этом в XXI веке с ростом температуры проявляется ослабление связи между температурой и облачностью, которое проявляется

как в уменьшении k_n по величине (для среднего по ансамблю моделей СМIP3 k_n оценивается о $-0,004 \text{ K}^{-1}$ в конце XX века и около $-0,002 \text{ K}^{-1}$ в конце XXI в.), так и в уменьшении по коэффициенту корреляции между T и n (от $-0,95$ в начале XXI века до $-0,5$ в конце).

Согласно результатам кросс-вейвлетного анализа, проведенного для данных наблюдений результатов модельных расчётов, изменения облаков и температуры в ЮП когерентны на масштабах времени (4–7 лет), а в СП — на больших масштабах времени (30–60 лет).

Проведена оценка чувствительности климата к зависимости изменений облачности от изменений температуры. Равновесный отклик температуры ($\Delta T_{2 \times \text{CO}_2}$) на удвоения содержания CO_2 в атмосфере представлен в виде:

$$\Delta T_{2 \times \text{CO}_2} = \frac{S(1 - \alpha_A)c_0 \ln 2}{S[k_{cs}(1 - n_0) + k_n(\alpha_c - \alpha_{cs})] + B - B_1 n_0 - (A_1 + B_1 T_0)k_n}$$

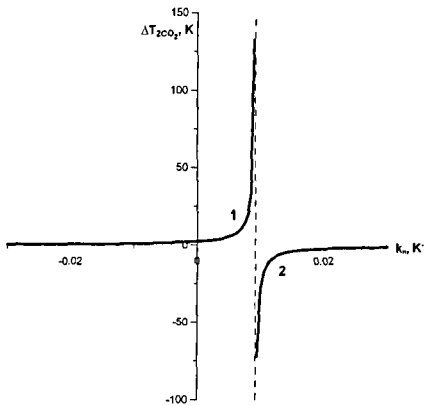


Рис. 5. Зависимость равновесного отклика приповерхностной температуры на удвоение содержания парниковых газов в атмосфере $\Delta T_{2 \times \text{CO}_2}$ от параметра k_n .

Здесь $S = S_0/4$, S_0 — солнечная постоянная, α_A — планетарное альbedo Земли. Значение коэффициента $c_0 = 2,3 \cdot 10^{-2}$ соответствует радиационному форсингу $3,8 \text{ Вт/м}^2$ при удвоении содержания CO_2 в атмосфере, α_{cs} — альbedo безоблачной системы, α_c — альbedo системы, полностью покрытой облаками. Для коэффициента $k_{cs} = \Delta \alpha_{cs} \Delta T$ использовалось значение $-0,004 \text{ K}^{-1}$. Значения с индексом «0» относятся к условиям: $T_0 = 287 \text{ K}$, $n_0 = 0,64$. Значения коэффициентов линейной зависимости от температуры радиации от T — $A = 230 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, $B = 2,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \text{ K}^{-1}$, $A_1 = 59 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, $B_1 = 0,64 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \text{ K}^{-1}$.

Показано, что отрицательные и слабо-положительные значения k_n в целом способствуют понижению температуры при росте содержания парниковых газов в атмосфере (рис. 5). В то же время достаточно сильной положительной зависимости количества облаков от температуры увеличение содержания CO_2 в атмосфере может приводить к понижению температуры. При приближении

k_n к $0,0092 \text{ K}^{-1}$ отклик температуры на удвоение содержания парниковых газов в атмосфере по модулю стремится к бесконечности.

В разделе 3.2 оценивается влияние облачности при контролируемом антропогенном воздействии на климат. С использованием энергобалансовой климатической модели (ЭБМ) получены оценки эффективности компенсации глобального потепления за счет эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу в зависимости от таких управляющих параметров, как: коэффициент k_n , эмиссии аэрозолей, их времени нахождения в стратосфере, скорость роста содержания в атмосфере парниковых газов и др. В частности, необходимые компенсирующие эмиссии сульфатных аэрозолей (E_{strat}^c) рассчитывались исходя из:

$$E_{strat}^c \geq \frac{4\pi R^2 t}{\kappa \alpha k_e t_{strat}} \left(\frac{S(1 - \alpha_A)c_0}{t_p} - \lambda \frac{S_0 - (dT/dt)_0 e^{-\lambda t/C}}{1 + e^{-\lambda t/C}} \right),$$

где R — радиус Земли, κ — коэффициент радиационной эффективности, учитывающий отноше-

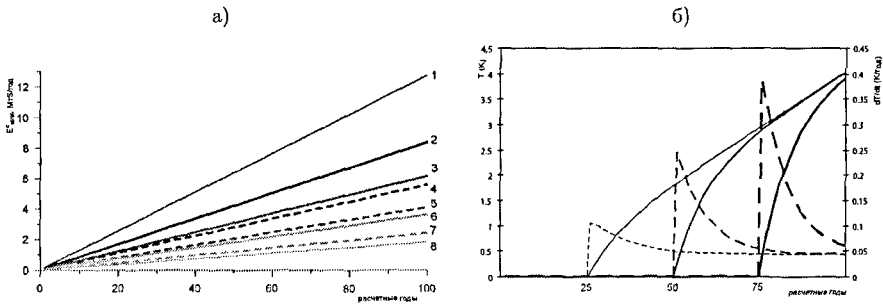


Рис. 6. Эмиссии E_{strat}^c (MtS/год), необходимые для полной компенсации парникового форсинга ($S_g = 0$) при $\kappa = 1$, $(dT/dt)_0 = 0$, при разных значениях других управляющих параметров модели (линия 1: $t_p = 100$ лет (соответствует сценарию SRES-A2), $t_{strat} = 2$ года, $k_e = 5 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 2: $t_p = 100$ лет, $t_{strat} = 2$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 3: $t_p = 100$ лет, $t_{strat} = 3$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 4: $t_p = 136$ лет (соответствует сценарию SRES-A1B), $t_{strat} = 2$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 5: $t_p = 136$ лет, $t_{strat} = 3$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 6: $t_p = 230$ лет (соответствует сценарию SRES-B1), $t_{strat} = 2$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 7: $t_p = 230$ лет, $t_{strat} = 3$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; линия 8: $t_p = 230$ лет, $t_{strat} = 3$ года, $k_e = 10 \text{ м}^2/\text{г}$) (а); и изменение T (K) (сплошные линии) и скорость ее роста (пунктир) в ЭБМ после прекращения эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу, полностью компенсирующих глобальное потепление (при параметрах модели: $t_p = 100$ лет, $t_{strat} = 2$ года, $k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$, $\Delta T_{2 \times CO_2} = 3 \text{ K}$) в зависимости от времени прекращения (б).

ние радиационного возмущающего воздействия (РВВ) сульфатных аэрозолей к РВВ парниковых

газов, C — теплоемкость столба атмосфера-деятельный слой суши/океана на единицу площади (принималось равной $2,89 \cdot 10^8 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \text{ К}^{-1}$), t_p — постоянная, характеризующая скорость содержания парниковых газов в атмосфере (варьировалась от 50 до 250 лет), t_{strat} — время нисхождения этих аэрозолей в стратосфере (варьировалось от 2 до 3 лет), k_e — коэффициент экстинкции стратосферных сульфатов (варьировался от 5 до $10 \text{ м}^2/\text{г}$), a — коэффициент пропорциональности между оптической толщиной аэрозолей и мгновенным РВВ на верхней границе атмосферы (принимался равным $22 \text{ Вт}/\text{м}^2$), $(dT/dt)_0$ — температурный тренд в начальный момент времени, «допустимый» тренд температуры, t — время. λ — отклик ЗКС на удвоение содержания атмосфере (обратно пропорционален значению $\Delta T_{2 \times \text{CO}_2}$, которое варьировалось от 1,5 до 4,

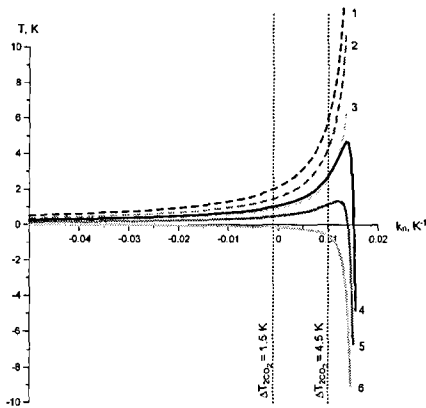


Рис. 7. Изменение T (К) в ЭВМ к 100 расчётному году в зависимости от параметра k_n при $t_p = 100$ лет (линии 1 и 4), при $t_p = 136$ лет (линии 2 и 5) и при $t_p = 230$ лет (линии 3 и 6) с учетом только парникового форсинга (линии 1-3) и с учетом компенсирующего воздействия (линии 4-6).

При резком росте парниковых газов (экстремном сценарии SRES-A2 или более агрессивных сценариях), необходимые значения эмиссий сульфатных аэрозолей без учёта влияния оптической толщины могут к 2100 году достигать 12 Мт (при учёте существующего тренда температуры и радиационной эффективности — 15 МтS (рис. 6а), что является значимой частью в общей массе серы в тропосфере в результате хозяйственной деятельности человека (они составляют $72 \pm 6 \text{ МтS}/\text{год}$ в 1990-е гг.). Таким образом, эмиссии для компенсации потепления могут достигать 20% от промышленных эмиссий серы в атмосферу, что может привести к значительным экологическим последствиям. Сокращение эмиссии можно допустить неполную компенсацию потепления.

Сразу после прекращения (по каким-либо причинам) эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосфере отмечается резкий рост температуры (до $0,4 \text{ К}$ в год). За первое десятилетие после прекращения эмиссий глобальная температура может вырасти более, чем на 3 градуса (рис. 6б).

Получены количественные оценки влияния параметра связи облачности и температуры

изменения температуры при наличии компенсирующего воздействия (рис. 7). При достаточно сильной отрицательной связи облачности и температуры (при k_n существенно меньше нуля) изменения температуры не превышают 1 К за 100 лет (с эмиссиями или без). При k_n близких к нулю эмиссии сульфатных аэрозолей позволяют снизить ожидаемое глобальное потепление. При $k_n > 0, 01\text{K}^{-1}$ отмечается сильная зависимость изменения температуры от параметра k_n : она резко растёт с увеличением k_n (до 10 К и выше) без компенсирующего воздействия и резко сокращается (до 10 К и ниже) при наличии компенсирующего воздействия.

В разделе 3.3 обсуждаются основные результаты, полученные в третьей главе.

В **Заключении** приведены основные результаты работы и выводы.

1. Согласно результатам проведенного сравнения различных современных данных по спутниковым и наземным наблюдениям глобальное среднегодовое значение облачности по данным наблюдений составляет около 2/3. Доля покрытия облаками суши близка к 1/2, а доля покрытия облаками Мирового океана — около 7/10. Согласно всем современным данным наблюдений, в южном полушарии количество облаков больше, чем в северном, с максимумом в летнее время. Наибольшие различия между современными данными наблюдений проявляются в полярных регионах (для среднегодовых значений и для различий между сезонами). В суточном ходе над сушей северного полушария преобладает облачность в дневное время, над океаном — в ночное, при этом над сушей южного полушария выявлена неопределённость между различными данными. Данные реанализа и модельные расчёты в целом недооценивают среднегодовое количество облачности, главным образом в средних широтах за счёт облачности над океаном (и зимой и летом) и летней облачности над сушей. В целом, модельные расчёты и данные реанализа лучше воспроизводят среднегодовые значения облачности, хуже — разность между сезонами. Различия между количеством облаков, полученным по разным данным, связаны в первую очередь с разными алгоритмами определения облачности, а также с различием во времени наблюдений. Выбор периода осреднения практически не влияет на глобально-осреднённые значения облачности, региональные отличия проявляются главным образом в экваториальной части Тихого океана (связаны с явлением Эль-Ниньо/Ла-Нинья).
2. По данным спутниковых и наземных наблюдений в конце XX и начале XXI вв. в целом от-

мечено сокращение количества облаков над сушей средних и тропических широт, гла образом, за счёт летнего периода и облачности в дневное время суток. Над сушей поля широт отмечен рост количества облаков (в первую очередь, в зимнее время). Над океан разным данным отмечены разнонаправленные тенденции (по данным наземных наблю количество облаков над океаном растёт, по данным спутниковых наблюдений — уме ется). По расчётам с ансамблем моделей в XXI веке при ожидаемом потеплении в 1 отмечено сокращение среднегодового количества облаков как над сушей так и над океа низких и средних широтах и рост количества облаков над полярными широтами. При сезонные различия в тренде облачности будут способствовать ожидаемому росту глоба приповерхностной температуры. Изменения облачности во внетропических широтах ного полушария связаны с изменением циклонической активности.

3. Детальный анализ изменений облачности над Северной Евразией выявил рост колич облаков в зимний период над южными российскими регионами согласно спутниковым земным наблюдениям. В летнее время по различным данным наблюдений отмечены раз правленные тенденции. При потеплении в XXI веке согласно расчётам с ансамблем мо над российскими регионами отмечается увеличение количества облаков зимой и сокрап летом. Подобные изменения будут способствовать усилению ожидаемого потепления: со но полученным оценкам, максимальная температура воздуха имеет прямую зависimos количества облаков в зимний период и отрицательную в летний. Одним из возможны гиональных последствий сокращения количества летней облачности, наряду с сокрац количества осадков и роста приповерхностной температуры, является увеличение пов емости таких экстремальных явлений как сильные засухи и лесные пожары. В части на юге Европейского и Азиатского регионов России в XXI веке ожидается рост риска роопасности и увеличение продолжительности пожароопасного периода. В то же врем севере России ожидается уменьшение рисков пожароопасности.
4. Сделаны оценки связи количества облаков с изменениями температурного режима З Получены количественные оценки линейной связи облачности и температуры. Современе данные не позволяют однозначно выявить связь облачности с температурным режим глобальном и полушарном уровне.

5. С использованием энергобалансовой климатической модели получены оценки эффективности компенсации ожидаемого глобального потепления за счёт эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу в зависимости от некоторых управляющих параметров, в том числе от чувствительности облачности к изменению глобальной температуры.

Список публикаций А.В. Чернокульского по теме диссертации

- [1] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
- [2] Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Аналитические оценки эффективности предотвращения потепления климата контролируемыми аэрозольными эмиссиями в стратосферу // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 16–26.
- [3] Eliseev A.V., Chernokulsky A.V., Karpenko A.A., Mokhov I.I. Global warming mitigation by sulphur loading in the stratosphere: dependence of required emissions on allowable residual warming rate // Theor. Appl. Climatol. 2010. V. 101. № 1-2. P. 67–81.
- [4] Мохов И.И., Чернокульский А.В. Региональные модельные оценки риска лесных пожаров в азиатской части России при изменениях климата // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 120–126.
- [5] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Comparison of global cloud climatologies // Geophysical Research Abstracts volume V.12. European Geosciences Union 2010. P. 1721.
- [6] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Глобальное поле облачности: современное состояние и наблюдаемые изменения // Тезисы четырнадцатой Всероссийской конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» 2010. С. 76.
- [7] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Comparison of cloudiness from satellite, ground-based and re-analyses data and GCM simulations // Proceedings of International Conference on Environmental Observations, Modeling and Information Systems «ENVIROMIS-2010» 2010. P. 103–104.

- [8] Мохов И.И., Чернокульский А.В., Акперов М.Г., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и пиковыми данными // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 393–397.
- [9] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнение современных глобальных климатологий олености // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. В Т.2. Лаверов Н.П. (ред.). М.: ООО «Азбука-2000» 2009. С. 235–243.
- [10] Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Контролируемые эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу для предотвращения потепления климата в XXI веке: расчеты с эбалансированной моделью // Тезисы тринадцатой Всероссийской конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» 2009. С. 3
- [11] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Глобальное поле облачности по различным спутниковым данным в сравнении с данными наземных наблюдений и данными реанализа // Тезисы международного симпозиума стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика. МСАРД-2009» С. 32.
- [12] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Estimates of possible changes of forest fire risks in Russia model simulations for the 21st century // Proceedings of International Conference on Computational Information Technologies for Environmental Sciences «CITES-2009» 2009. P. 63.
- [13] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Изменения глобальной и региональной облачности по спутниковым данным // Тезисы седьмой всероссийской открытой конференции «Временные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» 2009. С. 177.
- [14] Chernokulsky A.V. Total cloudiness changes during 1983-2006 from ISCCP data // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Cote J. (ed.). volume 38 Geneva: WMO P. 02.07–02.08.
- [15] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Forest fire conditions in Eurasian regions from model simulations // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Cote J. (ed.). volume 38 Geneva: WMO 2008. P. 07.07–07.08.

- [16] Chernokulsky A.V., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Geoengineering efficiency: Preliminary assessment for year 2100 with an energy-balance climate model // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Cote J. (ed.). volume 38 Geneva: WMO 2008. P. 07.09–07.10.
- [17] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Summer fire conditions changes in North Eurasian mid-latitudes from regional model simulations for the 21st century // *Geophysical Research Abstracts* volume 10. European Geosciences Union 2008. P. A-08026.
- [18] Чернокульский А.В., Мохов И.И., Школьник И.М. Риск пожароопасности в различных регионах России и его возможные изменения в XXI веке по модельным расчетам // Тезисы двенадцатой Всероссийской конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» 2008. С. 25.
- [19] Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Karpenko A.A. Estimating efficiency of the controlled sulphur emissions in the stratosphere to mitigate global warming // *Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.* volume 89(53) 2008. P. U41E–04.
- [20] Chernokulsky A.V. Cloudiness anomalies and El Niño effects // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Cote J. (ed.). volume WMO/TD-No.1397 Geneva: WMO 2007. P. 02.05–02.06.
- [21] Mokhov I.I., Akperov M.G., Chernokulsky A.V., Dufresne J.-L., Le Treut H. Comparison of cloudiness and cyclonic activity changes over extratropical latitudes in Northern Hemisphere from model simulations and from satellite and reanalysis data // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Cote J. (ed.). volume WMO/TD-No.1397 Geneva: WMO 2007. P. 07.15–07.16.
- [22] Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Shkolnik I.M., Tikhonov V.A. Extreme dry fire conditions for mid-latitudinal regions of northern Eurasia: Analysis of observations, reanalyses and model simulations // *The Intern. Symp. on Atmospheric Physics and Chemistry China, Shandong, Qufu: IAP CAS* 2007. P. 95–97.
- [23] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Облачно-радиационные аномалии, связанные с явлениями Эль-Ниньо // Тезисы международного симпозиума «Физика атмосферы: наука и образование» 2007. С. 184–186.

- [24] Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Global and regional cloudiness changes by satellite data: relationship with temperature and El Niño effects // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Cote J. (ed.). volume WMO/TD-No.1347 Geneva: WMO 2006. P. 02.09–02.10.
- [25] Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. Potential fire regimes in regions of Northern Eurasia from rological observations and reanalysis // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Cote J. (ed.). volume WMO/TD-No.1347 Geneva: WMO 2006. P. 02.31–02.32.
- [26] Мохов И.И., Чернокульский А.В., Школьник И.М. Региональные модельные оценки по опасности при глобальных изменениях климата // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 6. С. 80
- [27] Чернокульский А.В., Мохов И.И. Анализ глобальных и региональных изменений облачности по спутниковым данным с оценкой эффектов Эль-Ниньо // Тезисы десятой Всероссийской конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Климатические эффекты. Сферное электричество» 2006. С. 13.
- [28] Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Кар А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В., Сигаева Е.В. Климатические изменения и их оценка с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 247.
- [29] Мохов И.И., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э., Тихонов В.А., Чернокульский А.В. Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах северной Евразии: расчеты с глобальной климатической моделью с углеродным циклом // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 810–814.
- [30] Eliseev A.V., Le Treut H., Mokhov I.I., Doutriaux-Boucher M., A.V. Chernokulsky Validation of TOA radiation and clouds simulated by different versions of LMD GCM in comparison to satellite and ground-based data // Izvestiya, Atmos. Ocean Phys. 2003. V. 39. № Suppl.I. P. S15–S22
- [31] Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. Global cloudiness: Tendencies of change from ISCCP data // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Cote J. (ed.). volume WMO/TD-No.1161 Geneva: WMO 2003. P. 02.07–02.08.

Подписано в печать: 15.10.10
Объем: 1,0 усл.п.л.
Тираж: 120 экз. Заказ № 769157
Отпечатано в типографии «Реглет»
119526, г. Москва, пр-т Вернадского,39
(495) 363-78-90; www.reglet.ru