

УДК 551.582:551.521

ИЗМЕНЕНИЯ ПОТОКОВ НИСХОДЯЩЕЙ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ И ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Р.В. Бекряев^{1,2)}

¹⁾ Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле,
Россия, г. Санкт-Петербург, 10-я линия ВО, 33

²⁾ Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Войкова,
Россия, 194021, г. Санкт-Петербург, Карбышева 7, bekryaev@mail.ru

Резюме. Одной из важнейших с энергетической точки зрения компонент климатической системы высоких широт является длинноволновый радиационный баланс подстилающей поверхности. Рассматриваются изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения за последние два десятилетия на основе данных наземных актинометрических измерений на станциях Ню Алесунд (Ny Alesund) и Барроу (Barrow). Показано, что исследуемый период характеризуется значительным ростом среднегодовых значений нисходящей длинноволновой радиации, достигающим $\sim 5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ за 10 лет. Изменения эффективного излучения подстилающей поверхности, особенно в осенне-зимние месяцы, также значительны и связаны, в основном, с частотой повторяемости облачных и безоблачных ситуаций.

Ключевые слова: Арктика, изменения климата, длинноволновая радиация, водяной пар, облачность, температура воздуха.

CHANGES IN THE DOWNWARD AND NET LONGWAVE SURFACE RADIATION FLUXES IN HIGH LATITUDES

R.V. Bekryaev^{1,2)}

¹⁾ Saint Petersburg State University, Earth Science Institute,
Russia, Saint Petersburg

²⁾ Voeikov Main Geophysical Observatory,
Russia, 194021, Saint Petersburg, Karbyshev street 7, bekryaev@mail.ru

Summary. Longwave radiation balance at the earth's surface is one of the most important components of the climate system at high latitudes. Changes in the downward flux of longwave radiation and net longwave radiation during the last twenty years are considered on the basis of surface observations' data at Ny Alesund and Barrow polar stations. It is shown that substantial increase in the annual downward flux of longwave radiation is intrinsic of the period, up to $\sim 5 \text{ W}/\text{m}^2$ per 10 years. Changes in net longwave radiation of the earth's surface are

also substantial. They are associated mainly with the frequency of cloudy and clear sky conditions.

Keywords: Arctic, climate change, longwave radiation, water vapor, cloudiness, air temperature.

Введение

Изменения длинноволнового излучения с поверхности земли (ULF – Upwelling Longwave Fluxes) и противоизлучения атмосферы (DLF – Downwelling Longwave Fluxes) вносят существенный вклад в общую картину климатических вариаций в высоких широтах и могут быть ответственными за формирование полярного усиления глобального потепления. Последние десятилетия характеризовались увеличением нисходящей длинноволновой радиации в Арктике (Francis and Hunter, 2007). Это увеличение происходило синхронно с ростом температуры приземного воздуха (Bekryaev et al, 2010), резким сокращением площади распространения и толщины дрейфующих льдов в Северном ледовитом океане (СЛО) (Serreze et al, 2007, Smedsrud et al, 2008, Comiso et al, 2008, Stroeve et al, 2012, Jeffries et al, 2013), необычайно интенсивным и ранним сезонным таянием ледникового щита Гренландии (Rignot et al, 2008, Mote, 2008, Nghiem et al, 2012), а также рядом других важных в климатическом плане изменений.

В работе (Weston et al, 2007) на основании наземных радиационных измерений было показано, что для двух станций, расположенных на островах Канадского архипелага (Alert ($82^{\circ}30'N$, $62^{\circ}20'W$) и Resolute Bay ($74^{\circ}42'N$, $94^{\circ}50'W$)), изменения среднегодовых значений DLF за предшествующие 40 лет составляют около $9 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Использование спутниковых данных и модели радиационного переноса позволило (Francis & Hunter, 2007) оценить тренды DLF в весенние месяцы для шести Арктических морей (Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта). Среднее по шести регионам значение тренда DLF оказалось равным $6,9 \text{ Вт}/\text{м}^2$ за десять лет.

Поскольку основные парниковые газы, за исключением H_2O , практически равномерно распределяются по различным широтным зонам, причина такого драматического усиления DLF в высоких широтах в последние десятилетия связана, очевидно, с изменением характера облачности и влажности тропосферы. По результатам (Francis & Hunter, 2007) вклад изменений балла облачности и интегрального по высоте содержания водяного пара в формирование аномалий DLF примерно одинаков.

Роль водяного пара в создании парникового эффекта в земной атмосфере является определяющей. Примерно 60% (около $75 \text{ Вт}/\text{м}^2$) глобального длинноволнового радиационного форсинга, определяемого как разность собственного излучения земной поверхности и уходящей длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы, обязаны своим существованием наличию водяного пара (Kiehl and Trenberth, 1997). Помимо этого, содержание водяного пара определяет в значительной степени длинноволновый радиационный баланс на подстилающей поверхности.

сти. Водяной пар примерно в 2-3 раза усиливает чувствительность глобальной приземной температуры воздуха к росту содержания углекислого газа (Held, Soden, 2000). В отличие от CO₂, метана и большинства других парниковых газов, время жизни которых в атмосфере составляет десятки и сотни лет, характерное время нахождения в атмосфере водяного пара оценивается примерно в неделю (Schneider et al, 2010, Bengtsson, 2010). Роль крупномасштабного атмосферного перемешивания, выравнивающего содержание углекислого газа и метана над различными регионами земного шара, для водяного пара оказывается, таким образом, ограниченной. Водяной пар распределен по регионам крайне неравномерно, следуя, в основном, за температурой воздуха.

Зависимость упругости насыщения водяного пара от температуры, описываемая уравнением Клаузиуса-Клапейрона, подразумевает возможность реализации положительной обратной связи нисходящей длинноволновой радиации и температуры воздуха в нижней тропосфере (Bony et al, 2006). Рост температуры воздуха приводит к увеличению содержания водяного пара в единице объема, что вызывает увеличение потока нисходящей длинноволновой радиации. Усиление нисходящей длинноволновой радиации, в свою очередь, приводит к нагреву подстилающей поверхности и приземного воздуха. Существенно, что количество водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха, определяется в основном его температурой, поскольку относительная влажность, хотя и испытывает весьма сильные колебания на временном масштабе до нескольких суток, в климатическом плане является достаточно консервативной характеристикой (Held, Soden, 2000, Ramanathan, Inamdar, 2006, Sherwood et al, 2010b). В работе Dai, 2006 на основе данных наземных наблюдений был сделан вывод, что за период 1976-2004гг. изменения глобальной приземной относительной влажности не превышали 0,6% от среднего значения. К аналогичным выводам о незначительных или отсутствующих изменениях относительной влажности воздуха за период 1970-2008гг. пришли авторы работы (McCarthy et al, 2009), анализируя данные радиозондирования атмосферы в северном полушарии. Соответственно, интегральное по высоте содержание водяного пара в атмосфере характеризуется выраженным годовым ходом с максимумами в наиболее теплые месяцы и минимумами в самые холодные. Для арктических станций интегральное содержание водяного пара изменяется в годовом ходе в несколько раз.

Влияние облачности на тепловое состояние подстилающей поверхности, как в планетарном масштабе, так и в высоких широтах неоднозначно. В целом для планеты облачность вызывает охлаждающий эффект, отражая в космос значительную часть приходящей солнечной коротковолновой радиации (Ramanathan et al, 1989). В тоже время облачный покров играет значительную роль в формировании парникового эффекта, поглощая значительную часть собственного теплового излучения земли и формируя поток нисходящей длинноволновой радиации. Относительная роль облачности в формировании нисходящей длинноволновой радиации в высоких широтах очевидно должна быть больше, поскольку в тропиках покрытие

облаками в целом существенно ниже, а чувствительность содержания водяного пара к изменениям температуры выше (Held, Soden, 2000, Sherwood et al, 2010a). Оценка длинноволнового облачного форсинга на подстилающей поверхности в Арктике, полученная по данным проекта SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic), составляет в среднем за год около $38 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (Intrieri et al, 2002). Коротковолновый облачный форсинг отрицателен и существенно меньше по абсолютной величине, около $-10 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Общее количество облачности в Арктике обладает выраженным годовым ходом с максимумом летом и минимумом в зимне-весенний период. В работе (Dong et al, 2010) рассматривались результаты оценок степени облачного покрытия на основе радарно-лидарных и сейсометрических измерений на станции Барроу с июня 1998 по май 2008гг. Было показано, что облачный покров (в долях единицы) увеличивается с марта по май ($0,57 \rightarrow 0,84$), остается относительно высоким с мая по октябрь ($\sim 0,8-0,9$) и затем уменьшается с ноября по март ($0,8 \rightarrow 0,57$), составляя в среднем за год 0,76. Воспроизведение годового хода облачности в ряде моделей реанализа (за исключением реанализа ERA-Interim) было рассмотрено в работе (Walsh et al, 2009) путем сопоставления с данными наблюдений на мысе Барроу за 1999-2006гг. Хотя в целом успешность моделей в описании облачной климатологии ограничена, зимний минимум и летний максимум облачного покрова отчетливо воспроизводятся. В работах (Chernokulsky and Mokhov, 2012, Чернокульский, 2012) на основе большого объема спутниковых и наземных наблюдений, а также результатов наиболее успешных современных реанализов были рассмотрены характеристики общей облачности севернее 60° широты. Оценка среднего балла общей облачности по совокупности данных в целом для СПО составила $0,70 \pm 0,03$. Годовой цикл, построенный по данным наземных наблюдений, характеризуется максимумом в августе-октябре и минимумом в феврале-апреле. Следует отметить, что в высоких широтах как северного, так и южного полушария наблюдаются наибольшие расхождения в оценках облачности по различным источникам данных наблюдений и, особенно, по климатическим реанализам (Чернокульский, Мохов, 2010).

Целью работы является оценка изменений компонент длинноволнового излучения у подстилающей поверхности на арктических станциях за последние двадцать лет и роли этих изменений в общем потеплении климата высоких широт. Предпринята попытка оценить относительный вклад изменений содержания водяного пара и вариаций облачности в формирование трендов нисходящей длинноволновой радиации.

Данные

Для оценки компонент длинноволнового радиационного баланса на подстилающей поверхности нами рассматривались радиационные и метеорологические характеристики за 1993-2014гг. на арктических станциях Ню Алесунд, Шпицберген, $78^{\circ}55'N$ $11^{\circ}56'E$ и Барроу, Аляска, $71^{\circ}18'N$ $156^{\circ}46'W$. Данные были получены с сайта Baseline Surface Radiation

Network (BSRN), <http://www.bsrn.awi.de>. Для станции Барроу данные за 2010-2014 годы были взяты с сайта NOAA, <ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/data/radiation/baseline/brw/>. Данные о радиации, полученные в рамках BSRN, являются уникальными как по временному разрешению, так и по точности используемых приборов (Ohmura et al, 1998). В частности, среднеквадратическая ошибка измерений нисходящей длинноволновой радиации уже к 1995 году не превышала 10 Вт/м².

Измерения нисходящего и восходящего длинноволнового потока радиации на этих станциях проводились с использованием пиргеометра Эппли (Pyrgometer, Eppley). Одновременно с радиационными характеристиками фиксировались также температура приземного воздуха, относительная влажность воздуха и атмосферное давление. До 1997г. дискретность наблюдений на станции Барроу составляла 3 минуты, с 1998г. измерения стали ежеминутными. На станции Ню Алесунд до 1998г. измерения осуществлялись каждые 5 минут, с 1999г. ежеминутно.

Оценка интегральных характеристик влажности атмосферы проводилась с использованием результатов аэрологического зондирования атмосферы, представленного в базе данных университета Вайоминга, <http://weather.uwyo.edu/upperair/>.

Особенности длинноволнового радиационного баланса на станциях Ню Алесунд и Барроу

Далее мы анализируем компоненты длинноволнового излучения на станции Ny Alesund за 1993-2013гг. и на станции мыс Барроу за 1994-2014гг. Расчеты, проведенные с осредненными по месяцам данными, показали существенную нестационарность временных рядов (рис. 1а), согласующуюся с глобальным потеплением климата. Линейные тренды среднегодовых значений DLF значимы на 5% уровне в предположении о независимости испытаний и составляют в Ню Алесунде 5,3 Вт/м²/10лет, а на станции Барроу 4,8 Вт/м²/10лет. За 20 лет изменения в поступающей длинноволновой радиации достигают около 10 Вт/м². При отсутствии других обратных связей (в первую очередь, роста уходящего длинноволнового излучения при повышении температуры воздуха), этого было бы достаточно для сокращения сезонного прироста морского льда примерно на метр.

Следует отметить, что представленные в работе (Sorteberg et al, 2007) оценки трендов DLF для северной полярной области (СПО) за 1958-1998гг. по данным реанализов ERA-40 и NCEP/NCAR существенно меньше. Для ERA-40 тренд DLF 1,22 Вт/м²/10лет, тренд ULF 1,00 Вт/м²/10лет. Для NCEP/NCAR соответствующие оценки составили 0,73 и 1,34 Вт/м²/10лет. Весьма близкие результаты для СПО были получены в работе (Wang et al, 2012) на основе спутниковых данных (AVHRR APP-x) за 1982-2004гг. В частности, тренд среднегодовых значений DLF на подстилающей поверхности составляет примерно 1,23 Вт/м²/10лет, тренд ULF 1,57

$\text{Вт}/\text{м}^2/\text{10 лет}$. Отличие наших оценок от полученных в перечисленных работах связано, вероятно, как с пространственным осреднением спутниковых данных и данных реанализов, так и с ускорением процесса потепления высоких широт в последние десятилетия (Bekryaev et al, 2010) и соответствующим увеличением тренда DLF.

Рисунок 1 – а

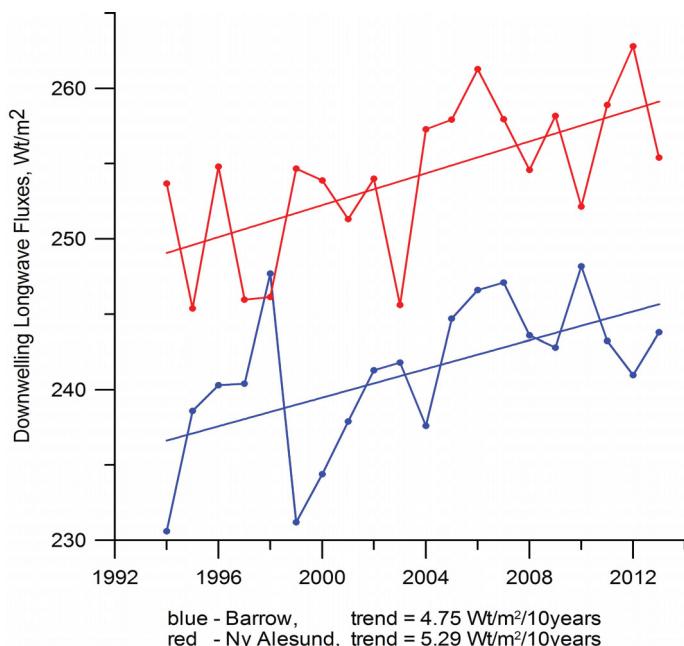
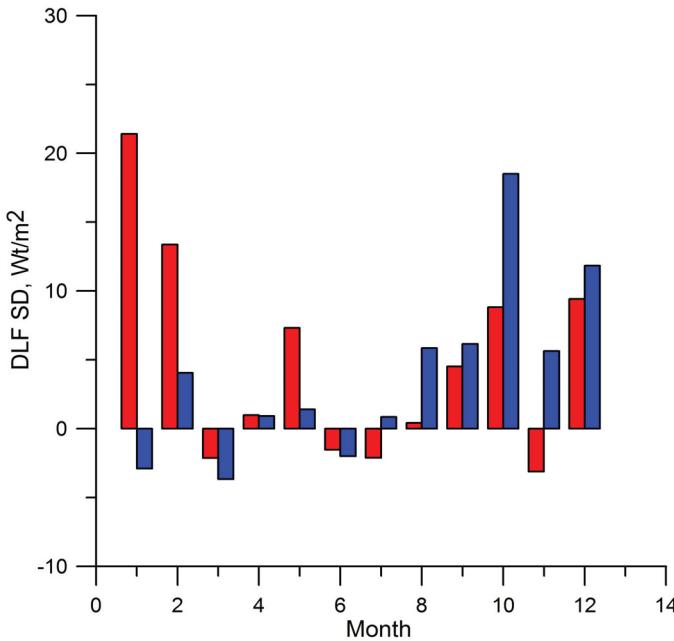


Рисунок 1 – б



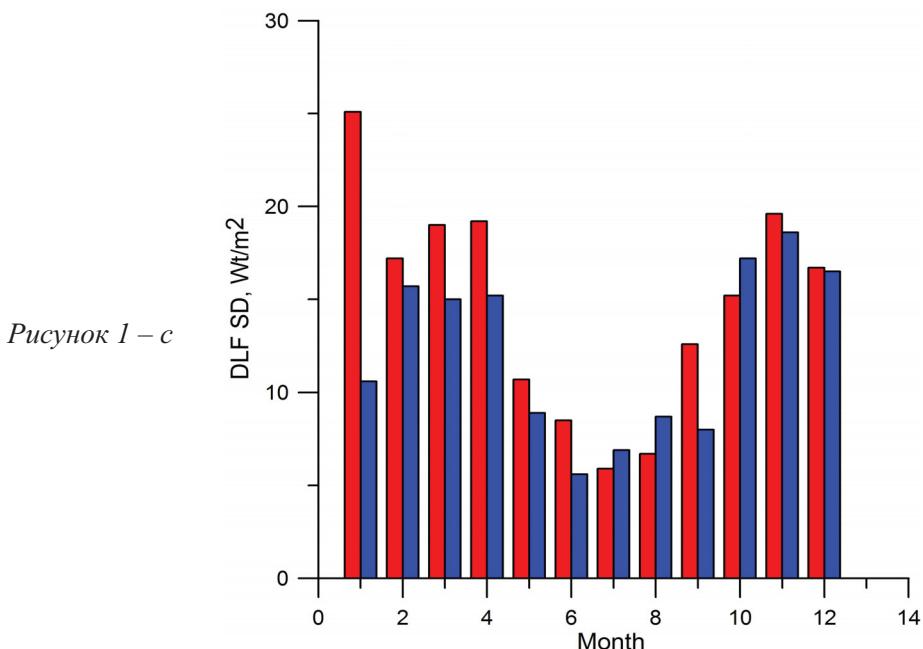


Рисунок 1 – с

Рисунок 1 – Изменения нисходящей длинноволновой радиации у подстилающей поверхности.

- a) Среднегодовая нисходящая длинноволновая радиация и её линейные тренды на станциях Барроу (синие линии), Ню Алесунд (красные линии),
- b) Распределение по месяцам оценок линейных трендов нисходящей длинноволновой радиации для станций Барроу (синие колонки), Ню Алесунд (красные колонки).
- c) Распределение по месяцам оценок СКО (среднеквадратических отклонений) среднемесячной нисходящей длинноволновой радиации для станций Барроу (синие колонки), Ню Алесунд (красные колонки).

Полученные оценки линейных трендов DLF близки к результатам, приведенным (Francis and Hunter, 2007 и Weston et al, 2007). Однако наибольший рост длинноволнового нисходящего излучения на рассматриваемых станциях наблюдался не в весенние месяцы, как отмечалось в данных работах, а захватывал период с октября по февраль в Ню Алесунде и с октября по декабрь в Барроу (Рис. 1b). Такая особенность может быть связана с сокращением площади и толщины морского ледяного покрова в Арктике, поскольку в осенне-зимний период увеличивается поступление явного и скрытого тепла из океана в атмосферу. Следует отметить, что тренды DLF, полученные для отдельных месяцев года, в большинстве своём не являются статистически значимыми. Так, для станции Барроу линейный тренд с доверительной вероятностью 95% значим только в октябре, на станции Ню Алесунд – в январе. Очевидно, что недостаточная длина временных рядов и значительная межгодовая изменчивость в разные месяцы года (рис. 1c) не позволяют сделать надежных выводов о сезонном распределении изменений нисходящей длинноволновой радиации.

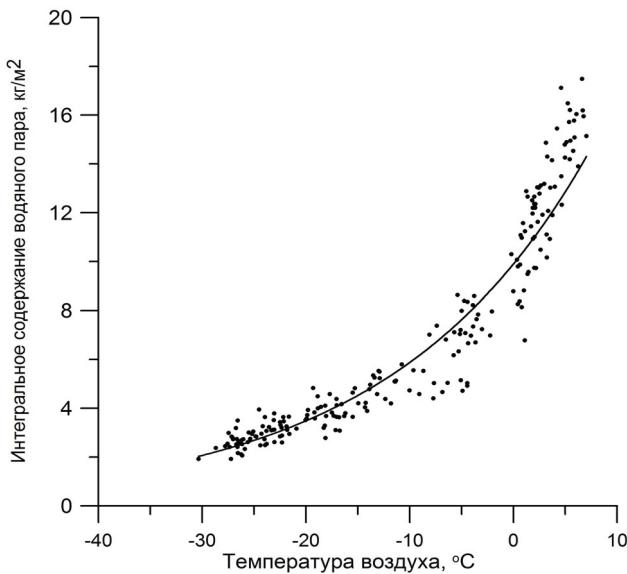


Рисунок 2 – а

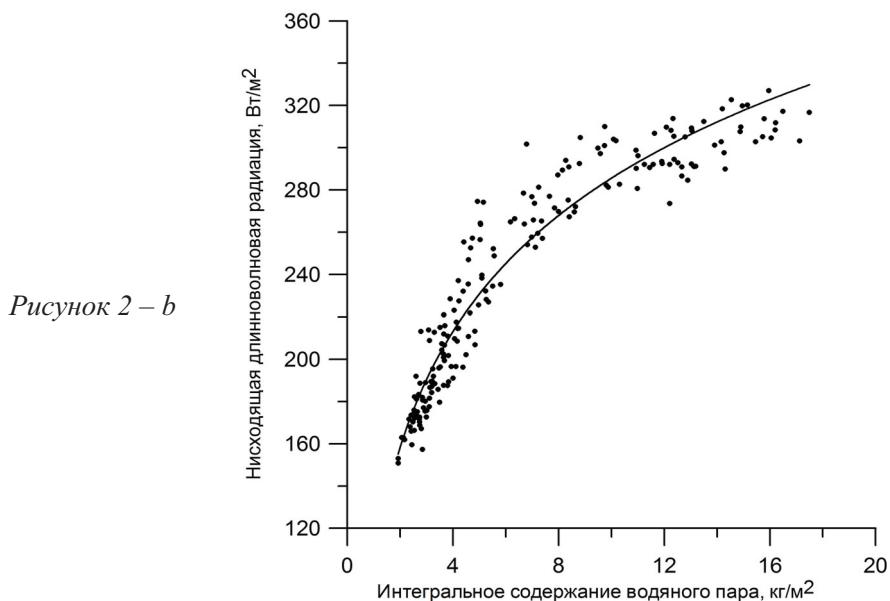


Рисунок 2 – б

Рисунок 2а – Интегральное содержание водяного пара в атмосферном столбе единичного сечения (PW) как функция приземной температуры воздуха. Использованы среднемесячные данные для станции Барроу. Сплошной линией показана аппроксимация экспоненциальной функцией,

$$PW = 9,9 \exp(0,052t_0), R^2 = 0,94$$

2б – Нисходящая длинноволновая радиация как функция интегрального содержания водяного пара. Станция Барроу. Сплошной линией показана аппроксимация логарифмической функцией,

$$DLF = 79,11 \ln(PW) + 103,5, R^2 = 0,92$$

Существенный рост DLF согласуется с общим потеплением климата Арктики и, соответственно, с ростом содержания водяного пара в атмосфере. На рис. 2а приведена зависимость интегрального содержания водяного пара (PW – Precipitable Water) в слое от поверхности земли до 8 000 м от температуры приземного воздуха на станции Барроу.

При росте температуры на 1К содержание водяного пара в атмосферном столбе увеличивается примерно на 5,2%, то есть $\frac{1}{PW} \frac{\partial PW}{\partial T} = 0.052$ полученная зависимость интегрального содержания водяного пара от температуры приземного воздуха близка к оценкам, сделанным ранее в работах (Raval, Ramanathan, 1989, Stephens, 1990, Duvel, Breon, 1991, Slingo et al, 2000). Изменение содержания водяного пара в атмосфере северного полушария за 1973-2006гг., рассмотренное в работе (Durre et al, 2009), демонстрирует значимый положительный тренд, составляющий около 0,4 $\text{kg/m}^2/10\text{лет}$. Последняя оценка согласуется с результатами (O'Gorman & Muller, 2010), определившими на основе анализа численных экспериментов с моделями CMIP3, что среднее количество водяного пара в атмосфере Земли увеличивается при росте глобальной температуры приземного воздуха с относительной скоростью $7,3\% \text{ K}^{-1}$. Последняя цифра весьма близка к теоретической оценке, следующей из анализа формулы Клаузиуса-Клапейрона. Зависимость DLF от интегрального содержания водяного пара в целом подтверждает результаты, полученные ранее в работе Zhang et al, 2001 для ситуаций ясного неба весной по данным на станциях Барроу и Мак Граф (Аляска). Степень корреляции DLF и логарифма PW весьма высока, аппроксимирующая кривая позволяет описать примерно 92% дисперсии. Достаточно высокие корреляции сохраняются и при использовании данных за фиксированный месяц, то есть при исключенному годовому ходе.

На рисунке 3 представлены нормированные гистограммы нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения на станциях Ню Алесунд и Барроу в январе. В этот месяц года на обеих станциях полярная ночь, когда радиационный баланс поверхности полностью определяется длинноволновыми компонентами. Кроме того, наибольшие изменения нисходящей длинноволновой радиации наблюдались на станции Ню Алесунд именно в январе. Обе величины характеризуются бимодальным распределением, что определяется, очевидно, облачностью, являющейся важным фактором формирования DLF. Как правило, преобладают ситуации с безоблачным небом или с 100% облачностью. В высоких широтах такая особенность проявляется наиболее отчетливо. В условиях ясного неба эффективное излучение принимает сравнительно большие значения, при плотной облачности DLF практически уравновешивает ULF. Интересно, что, несмотря на очевидные климатические отличия регионов рас-

положения станций, оценки распределений эффективного излучения весьма близки как по форме, так и по количественным показателям: Барроу, среднее $29,7 \text{ Вт}/\text{м}^2$, СКО $24 \text{ Вт}/\text{м}^2$, Ню Алесунд, среднее $30,9 \text{ Вт}/\text{м}^2$, СКО $24 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

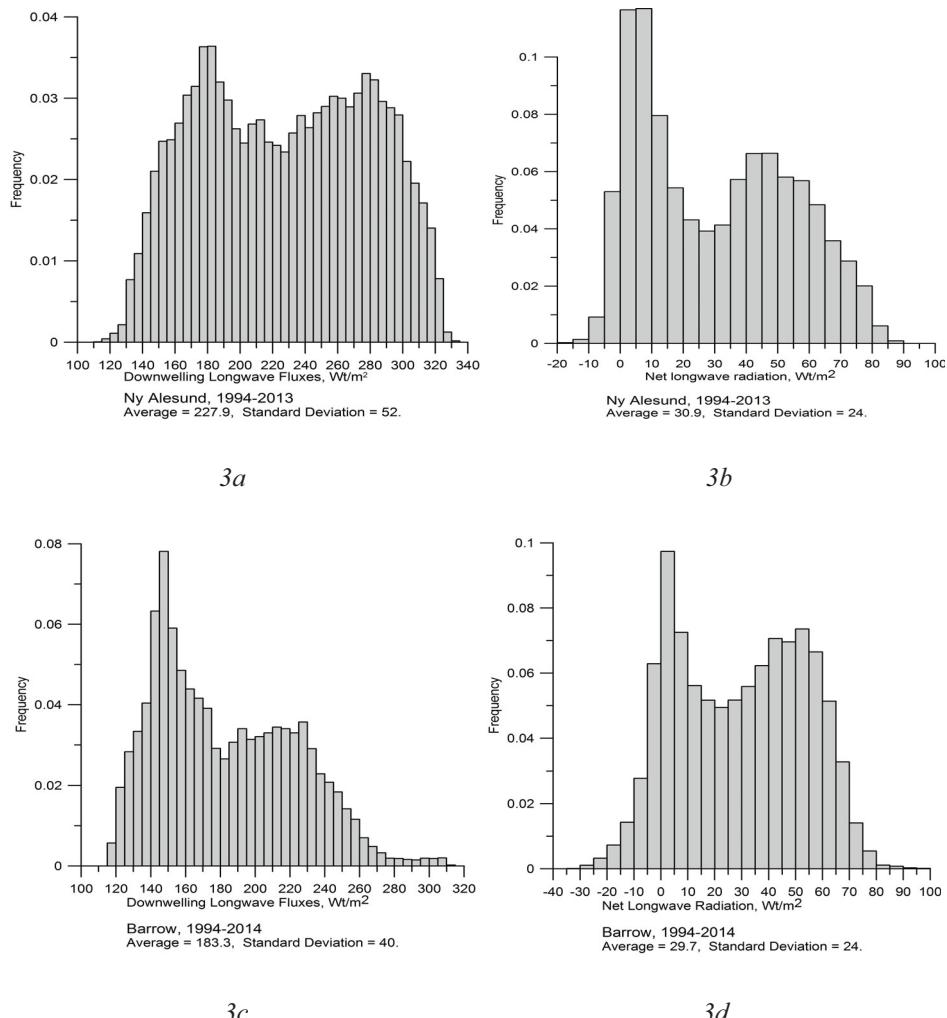


Рисунок 3 – Нормированные гистограммы длинноволновой нисходящей радиации (а, с) и эффективного излучения (б, д), $\text{Вт}/\text{м}^2$, в январе на станциях Ню Алесунд (а, б) и Барроу (с, д). По оси ординат – частота.

Бимодальность распределения эффективного излучения в Арктике отмечалась, в частности, в работе Stamler et al, 2011 на основе изучения комплексных наблюдений в период проведения эксперимента SHEBA. Для зимнего периода были выделены две моды эффективного излучения, соответствующие значениям около $0 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и около $40 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Наши результаты, представленные на рис. 3, демонстрируют лишь немного

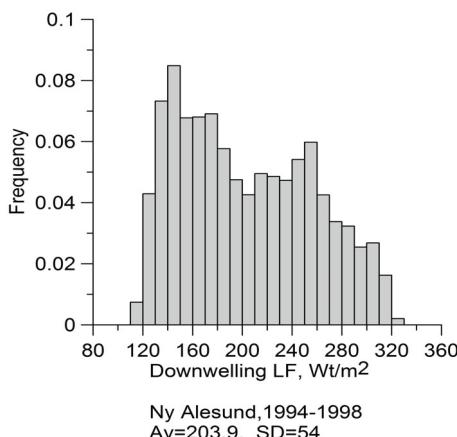
больший размах – первая мода в диапазоне значений от 0 до $10 \text{ Вт}/\text{м}^2$, вторая в диапазоне от 40 до $60 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Однако частота повторяемости “теплых” ситуаций ($\text{NetLF} \approx 0$) в работе (Stamler et al, 2011) оказалась примерно в 2,5 раза меньше, чем повторяемость «холодных» ситуаций ($\text{NetLF} \approx 40$). Напротив, наши оценки (рис. 3) показывают максимальную частоту повторяемости для ситуаций с NetLF близким к нулю, хотя сама «теплая» мода оказывается довольно узкой по сравнению с «холодной» модой. Stamler et al, 2011 показали, что две выраженные моды определяются не только наличием или отсутствием облачности, но и существенно отличающимся вертикальным распределением температурных и влажностных характеристик тропосферы. Интересно отметить, что на обеих станциях реализуются ситуации с отрицательными значениями эффективного излучения. На станции Барроу доля случаев, когда нисходящая длинноволновая радиация превышает по абсолютной величине восходящую, несколько больше, чем на станции Ню Алесунд.

Бимодальность распределения облачности в высоких широтах отмечается во многих исследованиях (Curry et al, 1996). Во время проведения эксперимента SHEBA примерно в 70% случаев наблюдалась облачность, покрывающая более 0,95 неба, в 20% случаев облачность была ниже 0,05 (Chen et al, 2006). Зимой случаи ясной погоды наблюдались чаще, чем летом. Интересно, что бимодальное U – образное распределение облачной фракции с максимумами, соответствующими ясной погоде и сплошной облачности, фиксируется на мысе Барроу практически во все месяцы года, за исключением октября, когда ясная погода почти не наблюдается (Clark & Walsh, 2010), причем высота нижней границы облаков, как правило, не превышает нескольких сот метров.

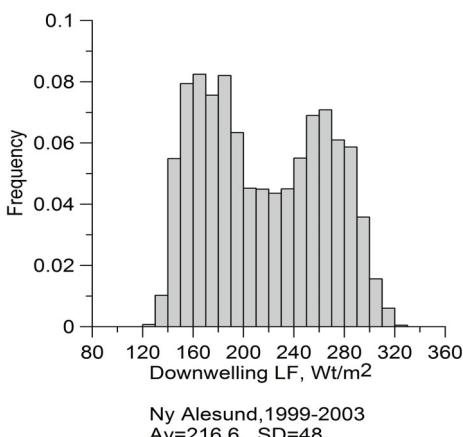
Для оценки роли облачного покрова и водяного пара в формировании радиационного длинноволнового баланса мы рассмотрели изменения выборочных гистограмм повторяемости DLF и NetLF в январе, разбив временной интервал на пятилетия. Такое разбиение определялось как ограниченностью имеющихся наборов данных, так и попыткой оценить изменения компонент длинноволнового радиационного баланса в период ускоренного сокращения сезонного ледяного покрова в СЛО (Stroeve et al, 2012). На рисунке 4 приведены соответствующие этим периодам выборочные гистограммы распределения нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения. Очевидно, что DLF и NetLF помимо климатических трендов демонстрируют значительную низкочастотную изменчивость. Для станции Барроу изменения DLF и NetLF оказались связаны, главным образом, со значительным уменьшением эффективного излучения (на $\sim 8\text{--}9 \text{ Вт}/\text{м}^2$) в 2004–2008 гг. и увеличением DLF в эти годы (на $\sim 10 \text{ Вт}/\text{м}^2$). Такое поведение определялось, очевидно, существенным ростом облачности в 2004–2008 гг. Последний период (2009–2014) на станции Барроу характеризовался возвращением к фоновым значениям нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения. На станции Ню Алесунд изменения были связаны со значительным ростом DLF, составив-

шим за 20 лет около $33 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Эффективное излучение уменьшилось за период наблюдений примерно на $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Следует отметить, что изменения эффективного излучения были связаны, главным образом, с увеличением повторяемости случаев, соответствующих первому максимуму распределения NetLF, то есть состоянию сплошной облачности. На станции Ню Алесунд повторяемость таких случаев увеличилась в 2009-2013 гг. по сравнению с 1994-1998 гг. примерно в 1,5 раза. На станции Барроу повторяемость «облачных» ситуаций в 2004-2008 гг. также существенно превышала фоновые значения.

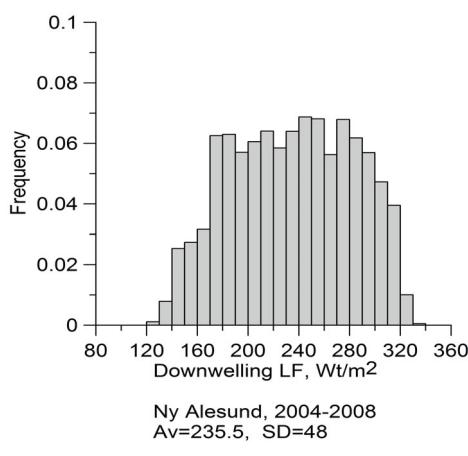
Таким образом, можно сделать вывод об увеличении облачности на станции Ню Алесунд. Однако, поскольку изменения эффективного излучения на этой станции существенно (примерно в 4 раза) уступают изменениям нисходящей длинноволновой радиации, естественно предположить, что положительный тренд январских значений DLF в Ню Алесунде за период 1994-2013 гг. связан в первую очередь с ростом температуры воздуха и соответствующим увеличением содержания водяного пара в тропосфере.



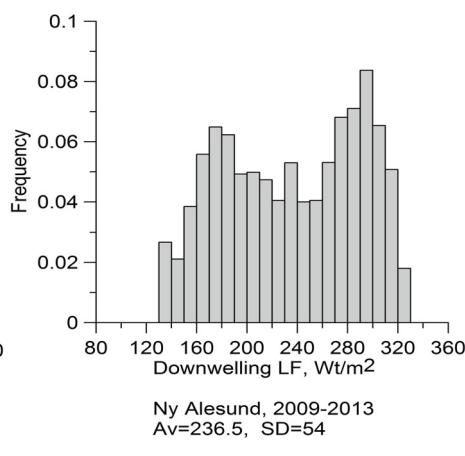
4.1a



4.1b



4.1c



4.1d

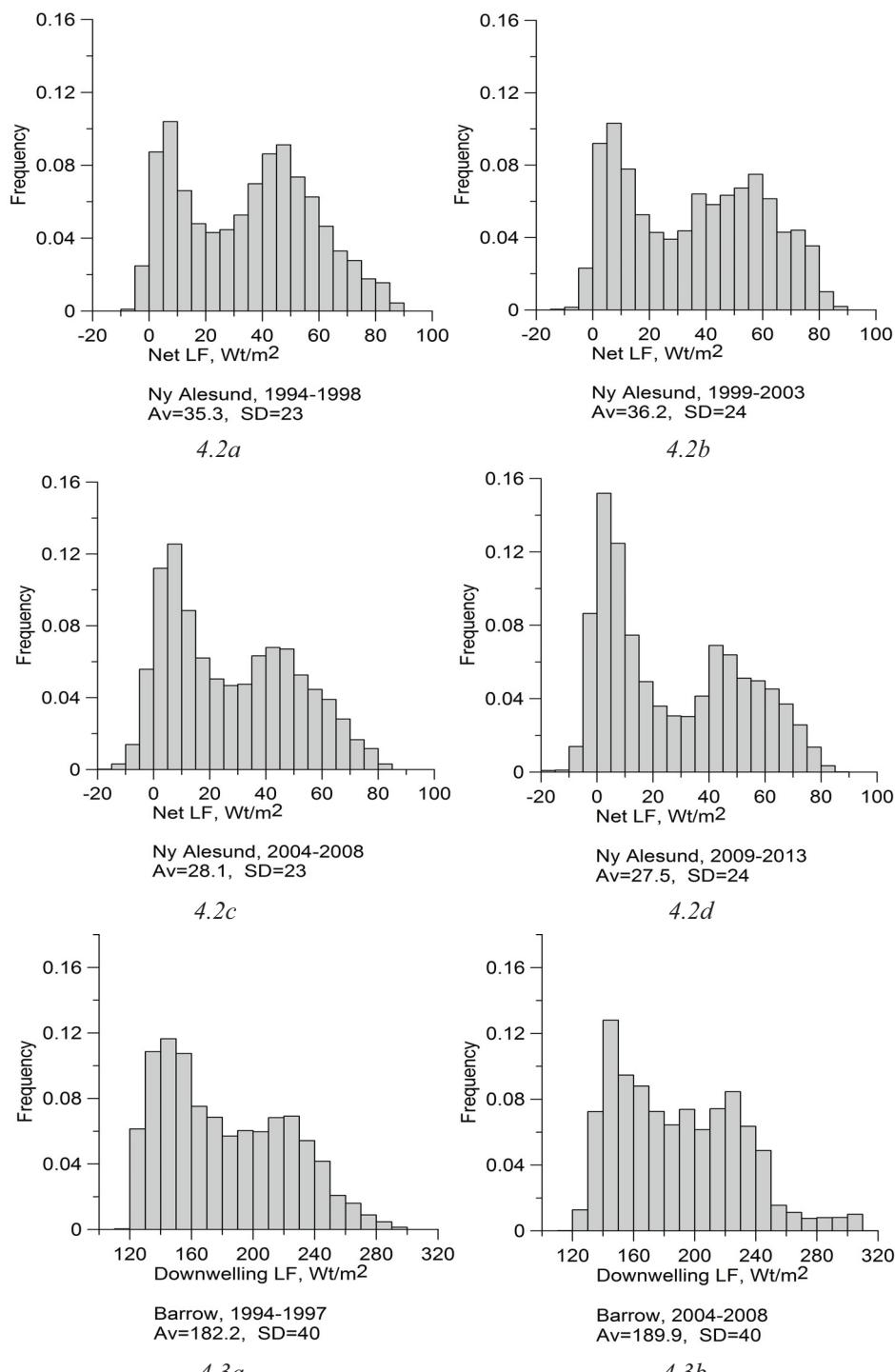


Рисунок 4 – Нормированные гистограммы длинноволновой исходящей радиации (4.1, 4.3) и эффективного излучения (4.2, 4.4). Январь. Ню Алесунд, (4.1, 4.2), а) 1994-1998, б) 1999-2003, в) 2004-2008, г) 2009-2013. Барроу, (4.3, 4.4), а) 1994-1997, б) 1998-2003, в) 2004-2008, г) 2009-2014.

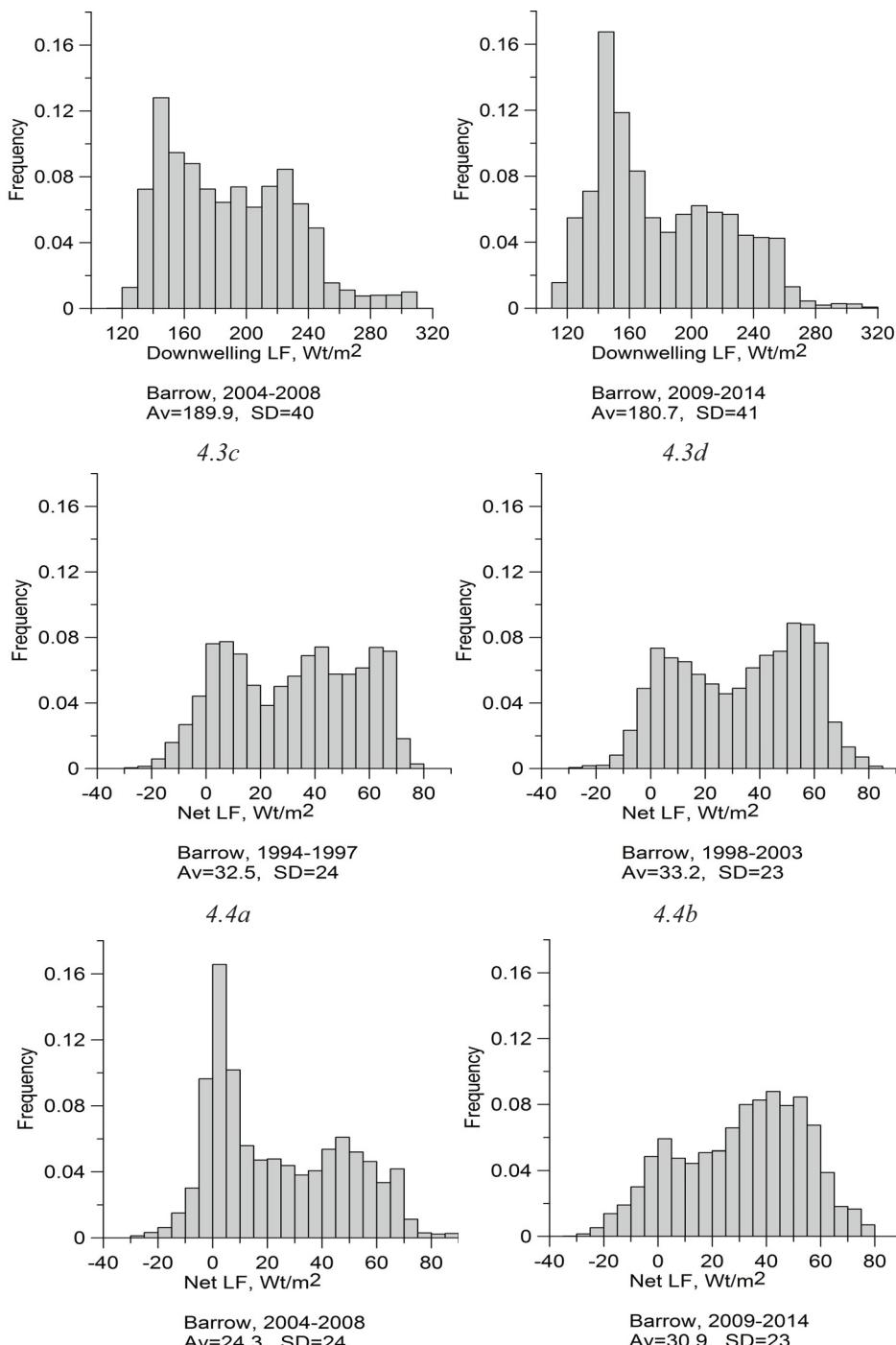


Рисунок 4 – Нормированные гистограммы длинноволновой нисходящей радиации (4.1, 4.3) и эффективного излучения (4.2, 4.4). Январь. Ню Алесунд, (4.1, 4.2), а) 1994-1998, б) 1999-2003, в) 2004-2008, г) 2009-2013. Барроу, (4.3, 4.4), а) 1994-1997, б) 1998-2003, в) 2004-2008, г) 2009-2014.

Для дальнейшего выделения влияния облачности была предпринята попытка оценить облачный длинноволновый радиационный форсинг, Cloud Radiative Forcing (CRF). Такой форсинг оценивается как разность между наблюдаемым DLF и оцениваемым длинноволновым исходящим излучением ясного неба DLF_{CS} , $CRF = DLF - DLF_{CS}$. Для оценки DLF_{CS} использовались различные параметризации (Маршунова, 1980, Makshtas et al, 1998, Maykut and Church, 1973, Konig-Langlo and Augstein, 1994, Brutsaert, 1975, Prata, 1996). Оценки средних январских значений DLF_{CS} существенно варьируют, от 127 Вт/м² при использовании формулы Брента до 171 Вт/м² при применении параметризации Маршуновой. Расчетам по методикам Братсерта, Лангло-Аугштайна и Прато соответствуют оценки 157, 135 и 168 Вт/м². Оценить при таком подходе абсолютные значения облачного радиационного форсинга проблематично, однако независимо от выбранной параметризации оценки линейных трендов CRF оказались близки. На станции Ню Алесунд в январе облачный радиационный форсинг за исследуемый период увеличился примерно на 10 Вт/м².

Чувствительность длинноволнового CRF по оценкам (Shupe, Intrieri, 2004) к изменениям облачности варьирует в пределах от 0,3 до 0,8 Вт м⁻² %⁻¹ при среднем значении 0,65 Вт м⁻²%⁻¹. Такой результат согласуется с оценкой, полученной Chen et al, 2006 также по данным SHEBA на основе метода нейронных сетей и составляющей от 0,1 до 0,9 Вт м⁻²%⁻¹ при среднем значении 0,68 Вт м⁻²%⁻¹. Численные эксперименты с моделями IPCC AR4 в условиях антропогенного форсинга позволили получить для Арктики довольно размытые оценки изменения DLF при изменении облачности; $0,96 \pm 1,1$ Вт м⁻²%⁻¹ зимой и $0,45 \pm 0,85$ Вт м⁻²%⁻¹ летом (Sorteberg et al, 2007). Полученная нами оценка изменения длинноволнового облачного форсинга близка к оценкам изменения эффективного излучения и соответствует увеличению общего количества облачности в январе на станциях Барроу (в 2004-2008) и Ню Алесунд (в 2004-2013) примерно на 1 балл.

Обсуждение результатов

Расчеты по радиационной модели CRM (Column Radiative Model) с использованием средних по ансамблю моделей CMIP3 профилей температуры и влажности воздуха за 1900-1949 и 2150-2199гг. привели авторов статьи (Boe et al, 2009) к выводу об увеличении эффективного излучения подстилающей поверхности в Арктике в результате глобального потепления. Заключение Boe et al, 2009 расходится с результатами реанализа (Screen & Simmonds, 2010), а также моделирования будущих изменений климата (Sorteberg et al, 2007). (Screen & Simmonds, 2010), на основе реанализа ERA-Interim (Simmons et al, 2006) показали, что практически для всего арктического бассейна с 1989г. по 2009г. период с октября по январь

характеризуется отрицательными трендами NetLF. Результаты численного воспроизведения климата в 20-21вв. двадцатью совместными моделями IPCC AR4 в соответствии со сценарием A2 также демонстрируют уменьшение эффективного излучения в высоких широтах при потеплении климата (Sorteberg et al, 2007). Осредненные по ансамблю модельных прогонов изменения за столетний период (средние значения за 2080-2100 минус средние значения за 1980-2000) составили для DLF $30,1 \text{ Вт}/\text{м}^2$, для ULF $27,1 \text{ Вт}/\text{м}^2$, то есть эффективное излучение уменьшилось на $3,0 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Приходящая к поверхности коротковолновая радиация уменьшилась при этом на $10,7 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что очевидно объясняется увеличением количества облачности, однако за счет уменьшения поверхностного альбедо отраженная коротковолновая радиация сократилась еще сильнее, на $13,2 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Таким образом, радиационный баланс поверхности в высоких широтах северного полушария в среднем по ансамблю моделей вырос за 100 лет примерно $5,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Результаты исследований долгопериодных изменений как количества общей облачности, так и отдельных типов облаков достаточно противоречивы. Wang and Key 2003, 2012 на основе спутниковых данных анализировали изменения облачного покрова в области к северу от 60°с.ш. за период 1982-1999гг. Рассмотренные тренды облачной фракции обнаруживали выраженную сезонность, – весной и летом облачность возрастила, соответственно на $3\%/10$ лет и $1,5\%/10$ лет, что связывалось с увеличением циклонической активности в этот период. Однако осенью над центральной Арктикой, а зимой над большей частью Арктики имела место тенденция к уменьшению количества облачности, зимой до $-5\%/10$ лет, несмотря на рост частоты и интенсивности циклонов в холодное время года. Уменьшение количества облачности над СЛО в зимние месяцы за период с 1982г. по 2000г. было зафиксировано также в работе (Liu et al, 2007), в которой помимо спутниковых данных изучались результаты атмосферного реанализа. В качестве причины такого уменьшения рассматривалось сокращение притока водяного пара, особенно в регионах Карского и Баренцева морей. Последний результат вызывает большие сомнения, поскольку потепление климата неизбежно сопровождается увеличением меридионального переноса водяного пара в высокие широты (Bengtson et al, 2011, Zhang et al, 2013).

В работе (Eastman and Warren, 2010) анализировались синоптические наблюдения за облачностью в широтной зоне $60^\circ\text{-}90^\circ\text{с.ш.}$ за более длительный интервал, охватывающий 1971-2007гг. Общая картина изменений выглядит достаточно размытой, поскольку тренды пространственно неоднородны и зависят от типа облаков. В целом за рассматриваемый период для всех сезонов года наблюдалось увеличение общего балла облачности.

Полученные нами оценки изменений эффективного излучения для января на станциях Барроу и Ню Алесунд также не позволяют сделать однозначного вывода о тенденциях изменения облачного покрова в арктическом регионе. Если на станции Ню Алесунд за 20 лет эффективное излу-

чение уменьшилось примерно на $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$, то на мысе Барроу существенных изменений NetLF не фиксировалось.

Оценки изменений нисходящей длинноволновой радиации являются более определенными. Хотя при использовании месячного осреднения данных оценки трендов почти для всех месяцев статистически незначимы, годовое осреднение показывает статистически значимые тренды, хорошо согласующиеся с результатами других исследований. Следует отметить, что увеличение нисходящей длинноволновой радиации в зимний и весенний периоды является, по-видимому, определяющим фактором в сокращении площади и толщины морского ледяного покрова Северного ледовитого океана (Kapsh et al, 2013, Kapsh et al, 2014).

Важным фактором является существенное отличие полученных нами оценок изменений DLF и NetLF для станции Ню Алесунд. Поскольку изменения нисходящей длинноволновой радиации в январе за 20 лет оказались примерно в 4 раза больше изменений NetLF, а изменения эффективного излучения, в свою очередь, были связаны с увеличением повторяемости облачных ситуаций (рис. 4) можно заключить, что основную роль в росте DLF сыграло увеличение интегрального содержания водяного пара в атмосфере.

Роль облачности в будущих изменениях климата высоких широт, и в частности, в судьбе морского ледяного покрова в Арктике не вполне очевидна. Рассмотрение периодов быстрого сокращения морского льда в СЛО, проведенное в работе (Vavrus et al, 2011) на основе ансамблевых расчетов на 21 век по модели CCSM3 (Community Climate System Model) показало, что такому сокращению способствует аномально большое количество облаков осенью и аномально малое в летний период. Анализ спутниковых наблюдений за пять лет позволил обнаружить отрицательную корреляцию количества облачности и площади ледяного покрова, а также увеличение средней по акватории СЛО облачности за октябрь и март (на 7 и 10%, соответственно) при одновременном уменьшении среднегодовой площади льдов на 5-7% (Palm et al, 2010). Такие результаты были проинтерпретированы как свидетельство положительной обратной связи, обусловленной увеличением DLF при росте облачности и способствующей таянию дрейфующих льдов. Однако следует иметь в виду, что предполагаемая связь между облачностью и состоянием морского льда в Арктике не может носить линейный характер, поскольку уже сейчас среднегодовая площадь облачного покрытия составляет в этом регионе около 82%, и, гипотетически, при сохранении существующих трендов, достигнет 100% через 12-15 лет (Palm et al, 2010).

Выводы

Оценки компонентов длинноволнового баланса подстилающей поверхности, полученные на основе данных актинометрических наблюдений на станциях Барроу и Ню Алесунд, свидетельствуют о положительных трендах нисходящей длинноволновой радиации за последние два десятилетия. В частности, тренды среднегодовых значений DLF составляют для стан-

ции Ню Алесунд $5,3 \text{ Вт}/\text{м}^2/10\text{лет}$, а на мысе Барроу $4,8 \text{ Вт}/\text{м}^2/10\text{лет}$. В осенне-зимний период изменения DLF и NetLF выражены наиболее сильно. В частности, DLF в январе, осредненная за 2009-2013 годы, составляла на станции Ню Алесунд $236,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что почти на $33 \text{ Вт}/\text{м}^2$ больше аналогичных оценок за 1994-1998гг.

Зимние (январские) распределения NetLF для обеих станций оказались весьма близки и характеризуются двумя выраженным модами. Первая мода соответствует значительному эффективному излучению в диапазоне $45-60 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что очевидно определяется безоблачными (малооблачными) условиями. Вторая мода соответствует слабому NetLF ($0-10 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и может быть связана с типичными условиями сплошного облачного покрова. Для станции Ню Алесунд зафиксировано существенное уменьшение эффективного излучения, составившее примерно $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Для станции Барроу значительное сокращение NetLF, имевшее место в период между 1998 и 2008 гг., сменилось в последние годы возвратом к фоновым значениям.

Следует отметить, что изменения NetLF на станции Ню Алесунд в январе по абсолютной величине примерно в 4 раза меньше изменений DLF. Аналогичным образом оценки изменений длинноволнового облачного радиационного форсинга в 3-4 раза уступают оценкам изменений DLF. Это говорит, по-видимому, о ведущей роли интегрального содержания водяного пара в формировании трендов нисходящей длинноволновой радиации в Арктике.

Литература

- Маршунова М.С. 1980. Условия формирования и характеристики радиационного климата Антарктиды. –Л., Гидрометеоиздат, 211с.
- Чернокульский А.В., Мохов И.И. 2010. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям. Исследование Земли из космоса, № 3, с.12-29.
- Чернокульский А.В. 2012. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по спутниковым и наземным наблюдениям и данным реанализа. Солнечно-земная физика, № 21, с. 73-78.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V., and Alekseev V.A. 2010. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. J. Climate, Vol.23, pp. 3888-3906.
- Bengtsson L. 2010. The global atmospheric water cycle. Environ.Res.Lett., №5, 025001 (8pp), doi:10.1088/1748-9326/5/2/025001.
- Bengtsson L., Hodges K.I., Koumoutsaris S., Zahn M., and Keenlyside N. 2011. The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate. Tellus, vol. 63A, pp. 907-920.

- Boe J., Hall A., and Qu X. 2009. Current GCM's unrealistic negative feedback in the Arctic. *J.Climate*, vol.22, pp. 4682-4695.
- Bony S., Colman R., Kattsov V.M., Allan R.P., Bretherton C.S., Dufresne J.-L., Hall A., Hallegatte S., Holland M.M., Ingram W., Randall D.A., Soden D.J., Tselioudis G., and Webb M.J. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes, *J. Climate*, 19, pp. 3445-3482, doi:10.1175/JCLI3819.1.
- Brutsaert W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, Vol. 11, №5, pp. 742–744.
- Chen Y., Aires F., Francis J.A., and Miller J.R. 2006. Observed relationships between Arctic longwave cloud forcing and cloud parameters using a neural network. *J.Climate*, vol.19, pp. 4087-4104.
- Chernokulsky A. and Mokhov I.I. 2012. Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 542093, 15 pages, doi:10.1155/2012/542093.
- Clark J.V., and Walsh J.E. 2010. Observed and reanalysis cloud fraction. *J.Geophys.Res.*, 115, D23121, doi:10.1029/2009JD013235.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., and Stock L. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys.Res.Lett.*, vol.35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972
- Curry J.A., Rossow W.B., Randall D., Schramm J.L. 1996. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *J.Climate*, vol.9, pp.1731-1764.
- Dai A. 2006. Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *J.Climate*, vol.19, pp. 3589-3606.
- Dong X., Xi B., Crosby K., Long C.N., Stone R.S., and Shupe M.D. 2010. A 10 years climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska. *J.Geophys.Res.*, 115, D17212, doi:10.1029/2009JD013489.
- Durre I., Williams C.N. (Jr.), Yin X., and Vose R.S. 2009. Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update. *J.Geophys.Res.*, vol. 114, D05112, 8 pp., doi:10.1029/2008JD010989.
- Duvel J.Ph., and Breon F.M.. 1991. The clear-sky greenhouse effect sensitivity to a sea surface temperature change. *J.Climate*, vol.4, 1162-1169.
- Eastman R., and Warren S.G. 2010. Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice. *J.Climate*, vol.23, pp. 4216-4232.
- Francis, J.A., and Hunter E. 2007. Changes in fabric of the Arctic's greenhouse blanket. *Environ. Res. Lett.*, vol.2, 45011 (6pp), doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011.

- Held I.M., and Soden B.J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annu.Rev.Energy Environ.*, vol.25, pp. 441-475.
- Intrieri J.M., Fairall C.W., Shupe M.D., Persson P.O.G., Andreas E.L., Guest P.S., and Moritz R.E. 2002. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA. *J. Geophys. Res.*, vol.107, № C10, 8039, doi:10.1029/2000JC000439.
- Jeffries M.O. Overland J.E., and Perovich D.K. 2013. The Arctic shifts to a new normal. *Physics Today*, 66(10), pp. 35-40, doi: 10.1063/PT.3.2147.
- Kapsch M.L., Graversen R.G., Tjernstrom M. 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea ice extent. *Nature Climate Change*, 3(8), pp. 744-748.
- Kapsch, M.-L., Graversen R.G., Economou T., and Tjernstrom M. 2014. The importance of spring atmospheric conditions for predictions of the Arctic summer sea ice extent, *Geophys. Res. Lett.*, 41, pp. 5288-5296, doi:10.1002/2014GL060826.
- Kiehl J.T. and Trenberth K.E. 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, No. 2, pp. 197-208.
- Konig-Langlo G., and Augstein E. 1994. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 3, H.6, 343-347.
- Liu Y., Key J.R., Francis J.A., and Wang X. 2007. Possible causes of decreasing cloud cover in the Arctic winter, 1982-2000. *Geophys.Res.Lett.*, 34, L14705, doi:10.1029/2007GL030042.
- McCarthy M.P., Thorne P.W., and Titchner H.A. 2009. An analysis of tropospheric humidity trends from radiosondes. *J.Climate*, vol.22, pp. 5820-5838.
- Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., and Timachev V.F. 1998. Accounting for clouds in sea ice models. CRREL Report 98-9, p. 30.
- Maykut G.A., and Church P.E. 1973. Radiation Climate of Barrow, Alaska, 1962-66. *J. Appl. Meteorol.*, vol.12, pp. 620-628.
- Mote T.L. 2008. Greenland surface melt trends 1973-2007: Evidence of a large increase in 2007. *Geophys.Res.Let.*, vol. 34, L22507, doi:10.1029/2007GL031976.
- Nghiem S.V., Hall D.K., Mote T.L., Tedesco M., Albert M.R., Keegan K., Shuman C.A., DiGirolamo N.E. and Neumann G. 2012. The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012. *Geophys. Res. Lett.*, Volume 39, Issue 20, doi:10.1029/2012GL053611.
- O'Gorman P.A. and Muller C.J. 2010. How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate change simulations? *Environ.Res.Lett.*, vol. 5.

- Ohmura A., Dutton E.G., Forgan B., Fröhlich C., Gilgen H., Hegner H., Heimo A., König-Langlo G., McArthur B., Müller G., Philipona R., Pinker R., Whitlock C.H., Dehne K., and Wild M. 1998. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 79, No. 10, pp. 2115-2136.
- Palm S.P., Strey S.T., Spinhirne J., and Markus T. 2010. Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate. *J.Geophys.Res.*, 115, D21209, doi:10.1029/2010JD013900.
- Prata A.J. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, vol.112, pp.1127-1151.
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E., and Hartmann D. 1989. Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, New Series, vol. 243, No. 4887. (Jan. 6, 1989), pp. 57-63.
- Ramanathan V., and Inamdar A. 2006. The radiative forcing due to clouds and water vapor, in *Frontiers of Climate Modeling*, eds. J.T.Kiehl and V.Ramanathan, pp. 119-151.
- Raval A., Ramanathan V. 1989. Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, vol. 342, pp. 758-761.
- Rignot E., Box J.E., Burgess E., and Hanna E. 2008. Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophys.Res.Let.*, vol. 35, L20502, 2008, doi:10.1029/2008GL035417.
- Schneider T., O’Gorman P.A., and Levine X.J. 2010. Water vapor and the dynamics of climate changes. *Rev. Geophys.*, 48, RG3001, doi:10.1029/2009RG000302.
- Screen J.A. and Simmonds I. 2010. Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys.Res.Lett.*, 37, L16707, doi:10.1029/2010GL044136.
- Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic’s shrinking sea-ice cover. *Science*, vol.315, pp.1533-1536, doi:10.1126/science.1139426.
- Sherwood S.C., Ingram W., Tsushima Y., Satoh M., Roberts M., Vidale P.L., and O’Gorman P.A. 2010a. Relative humidity changes in a warmer climate. *J.Geophys.Res.*, 115, D09104, doi:10.1029/2009JD012585.
- Sherwood S.C., Roca R., Weckwerth T.M., and Andronova N.G. 2010b. Tropospheric water vapor, convection and climate. *Rev. Geophys.*, 48, RG 2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- Shupe M.D. Intrieri J.M. 2004. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *J.Climate*, vol. 17, pp. 616-628.

- Simmons A., Uppala S., Dee D., and Kobayashi S. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. Newsletter 110, 2006/07, ECMWF, 11 pp.
- Slingo A. Pamment J.A., Allan R.P., and Wilson P.S. 2000. Water vapor feedback in the ECMWF Reanalysis and Hadley Centre Climate Model. *J.Climate*, vol.13, pp. 3080-3098.
- Smedsrød L.H., Sorteberg A., and Kloster K. 2008. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover. *Geophys.Res.Lett.*, Vol.35, L20503, doi:10.1029/2008GL034813.
- Sorteberg A., Kattsov V., Walsh J.E., Pavlova T. 2007. The Arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs. *Clim. Dyn.*, 29, pp. 131-156, doi:10.1007/s00382-006-0222-9.
- Stramler K., Del Genio A.D., Rossow W.B. 2011. Synoptically driven Arctic winter states. *J.Climate*, vol. 24, pp. 1747-1762.
- Stephens G.L. 1990. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *J.Climate*, vol. 3, pp. 634-645.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P. 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*, vol. 110, pp. 1005-1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- Vavrus S., Holland M.M., Bailey D.A. 2011. Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss. *Clim. Dyn.*, vol.36, №7-8, pp. 1475-1489, doi:10.1007/s00382-010-0816-0.
- Walsh J.E., Chapman W.L. and Portis D.H. 2009. Arctic cloud fraction and radiative fluxes in atmospheric reanalysis. *J.Climate*, vol.22, pp. 2316-2334.
- Wang X.J. and Key J.R. 2003. Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space. *Science*, 299, pp. 1725-1728.
- Wang X., Key J., Liu Y., Fowler C., Maslanik J., and Tschudi M. 2012. Arctic climate variability and trends from satellite observations. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, 22 pages, doi:10.1155/2012/505613
- Weston S.T., Bailey W.G., McArthur L.J.B., and Hertzman O. 2007. Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic. *J. Geophys. Res.*, 112, D10105, doi:10.1029/2006JD008000.
- Zhang T., Stamnes K., Bowling S.A. 2001. Impact of the Atmospheric Thickness on the Atmospheric Downwelling Longwave Radiation and Snowmelt under Clear-Sky Conditions in the Arctic and Subarctic. *J. Climate*, 14, pp. 920-939.
- Zhang X., He J., Zhang J., Polyakov I., Gerdes R., Inoue J., Wu P. 2013. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature Climate Change*, vol.3, pp. 47-51, doi:10.1038/nclimate1631.