

1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ CLIMATE CONDITIONS OF THE RUSSIAN ARCTIC

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОПАСНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ В АРКТИКЕ DESCRIPTION OF VARIABILITY OF HAZARDOUS WEATHER EVENTS IN THE ARCTIC

*Кислов А.В., Матвеева Т.В., Платонов В.С.
(Kislov A.V., Matveeva T.V., Platonov V.S.)*

Основное внимание уделено статистическому анализу экстремальных явлений над акваторией Российской Арктики по данным наблюдений и мезомасштабного моделирования. При анализе обширного массива наблюдений на арктических метеостанциях выяснились некоторые любопытные особенности статистического распределения скорости ветра. Было показано, что массив экстремумов содержит данные, принадлежащие к двум различным генеральным совокупностям, каждая из которых надежно описывается распределением Вейбулла. Используя сложившуюся в мировом научном сообществе специальную метафорическую терминологию, эти наборы экстремумов были названы «чёрными лебедями» и «драконами», причем за наибольшие экстремумы отвечают именно «драконы», превосходящие «чёрных лебедей» на 10–30%. При этом, аналогичный анализ массива осадков не выявил подобного разделения выборки на две генетически различные совокупности. Поскольку было показано, что данные глобальной климатической модели INM-CM4 и реанализа «драконов» не содержат, то была поставлена задача исследования экстремумов скорости ветра на мезомасштабе, с использованием модели COSMO-CLM. Модель оказалась способна воссоздавать над морем и вблизи побережий скорости ветра, приближающиеся к наблюдаемым экстремальным значениям, однако более детально говорить о порождающих их циркуляционных механизмах пока преждевременно.

Abstract

The focus is on the statistical analysis of extreme weather events over coastal areas of the Russian Arctic based on observational data and mesoscale modeling. Our analysis has revealed many interesting features of the statistical distribution of wind velocities. The extremes array contains data, belonging to two different populations. Each of them is reliably described by a Weibull distribution. According to the established terminology, these sets of extremes were named as «black swans» and «dragons», and the «dragons» are responsible for most extremes, surpassing «black swans» by 10–30%. The same analysis for precipitation did not reveal any similar

separations of its sample on genetically different populations. Since the data of the global climate model INM-CM4 do not contain «dragons», we investigated wind speed extremes on the mesoscale using the COSMO-CLM model. The model was able to reproduce wind speeds approaching the observed values over the seas and near the seashores. However, it is early to speak about establishing their circulation mechanisms with certainty.

Экстремальные события, происходящие в атмосфере, связаны с достижением метеорологическими переменными некоторых критически-важных значений, после чего дальнейший рост становится опасным для жизни людей и нормального функционирования экономики. В последнее десятилетие существует тенденция роста опасных явлений [Второй оценочный..., 2014], которую эмпирически связывают с изменениями климата, хотя убедительных теоретических доказательств такого рода связи не существует [Рузмайкин, 2014]. В данном разделе рассматриваются по отдельности экстремумы скорости ветра, аномалии температуры и осадков, а также вызывающие их атмосферные явления.

1.1. Экстремумы скорости ветра в Арктике

Информация об экстремально больших скоростях ветра очень важна, поскольку ветровые нагрузки требуется знать при проектировании и эксплуатации антенн и мачт, мостов, ветроэнергетических установок, высотных домов, объектов рекламы, фуникулёрных трасс и др. На морской акватории и побережьях в этот перечень добавляются портовые сооружения, корабли и буровые установки. При этом анализируется только модуль скорости, направление ветра не принимается во внимание. Это, конечно, ограничение, однако оно во многом вынужденное. Дело в том, что большие аномалии в принципе очень редки, и если попытаться разделить выборку модулей скорости на несколько (даже широких) угловых секторов, то надежность статистических показателей станет малообеспеченной. В то же время, если не ставить вопрос именно об экстремальных скоростях ветра, то учет направления позволяет сделать исследование более полным [Методы..., 2009].

Максимальные скорости ветра у поверхности происходят за счет транспортировки вниз, из верхней части пограничного слоя, частиц воздуха с большими скоростями [Brasseur, 2001]. Это может быть

выражено в опускании вниз ядра нижнетропосферного струйного течения, проявления мезомасштабных явлений, таких, как торнадо, бора и др., или иметь характер нерегулярных флуктуаций. В любом случае речь идет о достаточно короткоживущих аномалиях, связанных, однако, с синоптическими процессами.

В основе статистической теории экстремумов [Fisher and Tippett, 1928; Gnedenko, 1943] лежит представление о том, что экстремальные одинаково распределенные независимые случайные величины подчиняются одному из трех распределений вероятностей, причем для аппроксимации распределения экстремумов скорости ветра успешно применяется одно из них – закон Вейбулла [Palutikof et al, 1999; Рожков, 2001]. Другим подходом к исследованию экстремальных величин является методика аппроксимации не всего распределения, а только его хвоста. Для этого применяется так называемое распределение Парето, которому подчиняются вероятности событий, интенсивность (амплитуда) которых превосходит некоторое пороговое значение [Palutikof et al, 1999; Brabson and Palutikof, 2000].

Настоящая статья посвящена изучению аномальных особенностей ветрового режима. Это исследование особенно актуально в современных условиях, поскольку обнаружено, что частота экстремальных явлений возрастает [Второй оценочный..., 2014]. Однако нет четкого ответа на вопрос о том, связано ли учащение аномалий с глобальным потеплением и каков характер этой связи. Продвижение в данном направлении очень важно в контексте климатического прогноза. Поскольку он основан на использовании данных моделирования, то возникает необходимость оценки потенциальной возможности воспроизведения экстремальных явлений атмосферными моделями.

Регион исследования включает прибрежную зону Арктики (от Кольского до Чукотского полуостровов), а также некоторые внутриматериковые районы. Были использованы стандартные срочные станционные измерения скорости ветра на высоте 10 м, осредненные за 10 минут (табл. 1). Продолжительность наблюдений различна, поэтому мы использовали главным образом данные за период 1966–2013 гг.

Сразу отметим, что в данных наблюдений иногда (редко) встречаются очень большие скорости (60–90 м/с). Такие значения, в принципе, не запрещены, однако нельзя исключить возможность ошибок.

Таблица 1. Перечень гидрометеорологических станций, данные которых использованы в работе (<http://meteo.ru/>)

Станция	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м
Янискоски	69.0	28.8	99
Териберка	69.2	35.1	33
Святой нос	68.2	39.8	40
Мурманск	69	33.1	55
Ловозеро	68.1	34.8	161
Краснощелье	67.4	37.0	155
Кандалакша	67.1	32.4	26
Умба	66.7	34.3	39
Архангельск	64.6	40.5	3
Зимнегорский Маяк	65.5	39.7	85
Канин Нос	68.7	43.3	48
Колгуев Северный	69.5	49.1	23
Коткино	67	51.2	18
Нарьян-Мар	67.7	53.0	4
Усть-Уса	65.9	56.9	77
Усть-Цильма	65.4	52.3	78
Окунев Нос	66.3	52.6	20
Хоседа-Хард	67.1	59.4	84
Амдерма	69.8	61.7	53
Малые Кармакулы	72.4	52.7	18
Марресале	69.7	66.8	24
Новый Порт	67.7	72.9	11
Антипаюта	69.1	76.9	2
о. Диксон	73.5	80.2	42
ГМО им. Е.К. Федорова	77.7	104.3	13
Болванский Нос	70.5	59.1	13
Хатанга	72.0	102.3	30
о. Визе	79.5	77	11
Тикси	71.6	128.6	6
о. Врангеля	71.0	181.5	2
Мыс Константиновский	68.6	55.5	7
Юбилейная	70.8	136	25
Мыс Ванкарем	67.8	183.5	3
Бухта Амбарчик	69.6	162.3	23
Мыс Шмидта	68.9	180.7	3
о. Айон	69.9	168.0	13
Островное	68.1	164.2	94
Мыс Биллингса	69.9	175.8	2
Салехард	66.5	66.5	15
Игарка	67.5	86.4	25
о. Котельный	76	140.5	10
Кюсюр	70.7	127.5	36

В дополнение к данным наблюдений для анализа аномалий ветра был использован реанализ *20th Century Reanalysis*, $1,9 \times 1,875^\circ$ по широте и долготе, 1979–2004 гг., [Compo et al, 2006; Compo et al, 2011; Lindsay, 2014]. Было выяснено, что данные реанализа (3-х часовые значения, отнесенные к высоте измерений 10 м) таких огромных скоростей не содержат. Поэтому кажется логичным решение исключить из анализа сверхбольшие скорости. Однако, как будет показано далее, в некоторых случаях их появление возможно.

Как было отмечено, одним из базовых положений теории является условие независимости данных. С практической точки зрения, последовательно наблюдающиеся экстремумы не должны относиться к одному и тому же циклону или шторму. Добиться независимости можно различными способами, просеивая ряды данных. Мы использовали самый простой метод, при котором для анализа отбирались экстремумы из групп данных, отстоящих на интервал времени, на протяжении которого исчезает связность вариаций. Она определялась по условию уменьшения автокорреляционной функции до статистически незначимого уровня и составила 2–3 суток (для расчетов выбирался абсолютный максимум за интервал времени в 3 суток). Аналогичные интервалы времени использованы в работах [Cook, 1985; Guscilla, 1991; Coles and Walshaw, 1994].

Анализ экстремальных значений логично проводить отдельно для холодного и теплого сезонов, которые в Арктике характеризуются не только резко контрастирующими температурами, но и особенностями циркуляции атмосферы. При этом следует принять во внимание, что собственно летними месяцами здесь являются, фактически, июль и август, а зимний сезон покрывает не только декабрь, январь и февраль, но обычно включает также ноябрь, март и апрель.

Для изучения возможностей воспроизведения экстремальных скоростей ветра атмосферными моделями, был использован архив модели INM-CM4.0 ($1,52^\circ$ широты и долготы, для периода времени 1966–2005 гг.) и результаты моделирования отдельных событий в рамках COSMO-CLM (the Consortium for Small-scale Modelling) (www.cosmo-model.org) с пространственным разрешением $2.8 \times 2.8 \text{ км}^2$. Данные по модели INM-CM4.0 [Володин и др., 2013] получены в ходе численного эксперимента в рамках протокола CMIP5, Historical experiment [Taylor et al., 2012]. Сопоставление

данных измерений с результатами моделирования важно для оценки его качества, для того, чтобы ответить на вопрос о том, можно ли по таким результатам воссоздавать реально наблюдающиеся большие скорости ветра.

Используем для аппроксимации функции распределения повторяемости закон Вейбулла, имеющий в интегральном случае следующий вид:

$$\frac{n}{N} \approx F(U) = 1 - e^{-AU^k}. \quad (1)$$

Здесь U – модуль скорости ветра, n/N характеризует накопленную повторяемость. Это выражение можно преобразовать так

$$\ln \left[-\ln \frac{N-n}{N} \right] = k \ln U + \ln A. \quad (2)$$

Отсюда следует, что в специальных координатах $\ln[-\ln(N-n)/N]$ и $\ln U$ распределение вероятностей Вейбулла представляется прямой линией. Степень отклонения от нее эмпирических точек характеризует, вместе с известными статистическими критериями, применимость теоретического закона распределения.

Рассмотрим пример эмпирического распределения повторяемости экстремумов скорости ветра (рис. 1, см. вклейку). Хорошо видно, что набор эмпирических повторяемостей хорошо аппроксимируется прямой линией, однако, вообще говоря, заметно, что такая аппроксимация не будет удовлетворительно описывать самые большие значения скорости ветра и вследствие этого их вероятность будет занижена. В этом случае для аппроксимации можно применить иную, отличную от (1) трехпараметрическую зависимость, но в этом случае будет потеряно важное преимущество – новая функция не будет иметь того глубокого теоретического смысла, который присущ закону Вейбулла как представителю семейства обобщенного закона распределения экстремальных величин (см. выше).

Вид кривой (рис.1) подсказывает возможность иной интерпретации. Можно предположить, что нарушен один из базовых принципов, лежащих в основе теории экстремальных случайных процессов (см. выше), а именно требование, чтобы все выборочные данные принадлежали к одному семейству. Если же считать, что в выборку замешаны, например, представители двух различных распределе-

ний, но каждое из них (поскольку это случай экстремальных значений) может быть аппроксимировано функцией Вейбулла, то может быть осуществлен подбор двух независимых друг от друга спрямляющих линий. Эта ситуация и показана в качестве примера на рис. 1 для двух станций и разных сезонов. Видно, что каждая группа точек, со значениями больше ($U > U_{th}$) и меньше ($U < U_{th}$) хорошо спрямляется в избранной специальной системе координат, характеризуя то, что набор экстремумов сформирован из величин, относящимся к различным генеральным совокупностям.

Отметим, что выборка значений ($U > U_{th}$) должна описываться распределением Парето [Brabson and Palutikof, 2000]:

$$\Phi(U) = 1 - \left(\frac{U_{th}}{U} \right)^\gamma. \quad (3)$$

Причем пороговое значение не назначается априорно (что типично при применении закона Парето), а определяется путем анализа применимости закона Вейбулла. Например, для станции Териберка ряды экстремумов очень хорошо описываются распределением Парето с уровнем отсечения, взятым из анализа вейбулловской функции $U_{th} = 21$ м/с, а расчет второго параметра дает $\gamma = 6.3$. Если построить кривую (3) с этими параметрами и сравнить ее с кривой Вейбулла при $A = 0.012$ и $k = 1.77$ (табл. 2), то можно убедиться, что начиная приблизительно с 35 м/с, вероятности по этим законам мало отличаются между собой (и мало отличаются от единицы).

Эта ситуация, когда среди одинаковых (по номенклатуре) величин встречаются принципиально разные представители, обнаруживается не впервые. Данный эффект отмечался при изучении распределения повторяемости численности населения городов разных размеров, в распределении флуктуаций скорости в турбулентных течениях, в распределении площадей природных пожаров, в распределении богатств и доходов и породил для их описания своеобразную терминологию. Так, основной массив «промежуточных» экстремумов назван белыми лебедями, и появление в этой выборке самых больших и редких явлений названо черными лебедями [Taleb, 2010]. Следует подчеркнуть важную мысль – объекты, принадлежащие одному закону распределения, имеют сходный генезис [Голицын, 2013], т.е. крупные аномалии отличаются от своих «мень-

Таблица 2. Параметры распределения Вейбулла рассчитанные за период 1966–2013 гг., отдельно для двух групп экстремумов, отвечающих «ЧЛ» и «Д» (для значений скоростей в м/с)

Станция	Принад- лежность к семейству	Холодный сезон		Теплый сезон	
		<i>k</i>	<i>A</i>	<i>k</i>	<i>A</i>
Териберка	«ЧЛ»	3.97	1.6E-05	4.39	3.1E-05
	«Д»	1.77	0.0120	2.12	0.0081
Мурманск	«ЧЛ»	3.95	0.0001	4.94	3.6E-05
	«Д»	1.34	0.1039	2.56	0.0062
Ловозеро	«ЧЛ»	3.19	0.0013	4.45	0.0003
	«Д»	1.69	0.0429	2.30	0.0202
Краснощелье	«ЧЛ»	3.14	0.0043	3.04	0.0012
	«Д»	0.99	0.4608	1.45	0.0664
Кандалакша	«ЧЛ»	3.50	0.0017	4.20	0.0006
	«Д»	1.22	0.2322	1.45	0.1545
Умба	«ЧЛ»	3.63	0.0006	4.56	0.0002
	«Д»	1.70	0.0508	0.9285	0.4050
Архангельск	«ЧЛ»	3.60	0.0016	4.00	0.0010
	«Д»	1.48	0.1159	1.49	0.1372
Зимнегорский Маяк	«ЧЛ»	3.50	0.000145	3.80	0.0002
	«Д»	1.13	0.1125	1.40	0.0759
Канин Нос	«ЧЛ»	4.80	0.2E-05	4.40	1.9E-05
	«Д»	2.40	0.0017	1.30	0.0835
Колгуев Северный	«ЧЛ»	4.50	0.7E-05	6.10	0.1E-05
	«Д»	1.50	0.0309	2.90	0.0013
Коткино	«ЧЛ»	2.90	0.0032	3.56	0.0013
	«Д»	0.40	1.6109	1.66	0.0869
Нарьян-Мар	«ЧЛ»	3.12	0.0017	4.45	0.0002
	«Д»	1.54	0.0620	1.88	0.0389
Усть-Уса	«ЧЛ»	3.70	0.0006	5.20	3.0E-05
	«Д»	1.25	0.1515	1.72	0.0620
Усть-Цильма	«ЧЛ»	4.20	0.0002	5.10	4.9E-05
	«Д»	0.90	0.3854	1.85	0.0561
Окунев Нос	«ЧЛ»	3.40	0.0014	4.40	0.0002
	«Д»	0.52	1.1722	0.98	0.3816
Хоседа-Хард	«ЧЛ»	3.00	0.0011	4.50	8.8E-05
	«Д»	0.98	0.2695	2.20	0.0159
Малые Кармакулы	«ЧЛ»	3.40	5.4E-05	4.08	3.6E-05
	«Д»	1.90	0.0042	1.86	0.0087
Амдерма	«ЧЛ»	3.60	7.7E-05	4.26	6.7E-05
	«Д»	1.85	0.0127	2.20	0.0108
Маррессале	«ЧЛ»	3.60	0.0001	4.80	1.8E-05
	«Д»	1.67	0.0264	1.86	0.0237

Станция	Принадлежность к семейству	Холодный сезон		Теплый сезон	
		k	A	k	A
Новый Порт	«ЧЛ»	3.65	0.0002	5.00	1.2E-05
	«Д»	1.60	0.0303	1.80	0.0254
Антипаюта	«ЧЛ»	3.19	0.0006	4.60	4.4E-05
	«Д»	2.14	0.0093	1.88	0.0266
Диксон	«ЧЛ»	3.23	0.0002	5.14	0.5E-05
	«Д»	2.00	0.0088	2.70	0.0023
Болванский Нос	«ЧЛ»	3.70	6.5E-05	4.15	5.9E-05
	«Д»	1.65	0.0254	2.1	0.0115
Хатанга	«ЧЛ»	3.70	0.0005	5.20	2.1E-05
	«Д»	1.76	0.0319	1.50	0.0756
о. Визе	«ЧЛ»	3.3	0.0003	4.4	3.6E-5
	«Д»	2.1	0.0063	2.0	0.0154
Тикси	«ЧЛ»	1.9	0.0088	4.7	2.0E-5
	«Д»	–	–	2.6	0.0029
о. Врангеля	«ЧЛ»	2.7	0.0008	3.1	0.0009
	«Д»	–	–	2.4	0.0042
Мыс Константиновский	«ЧЛ»	3.9	5.3E-5	5.3	0.3E-5
	«Д»	2.1	0.0057	2.5	0.0032
Юбилейная	«ЧЛ»	2.7	0.0081	4.2	0.0002
	«Д»	1.3	0.1358	1.4	0.1060
Мыс Ванкарем	«ЧЛ»	3.3	0.0002	5.2	0.6E-5
	«Д»	1.0	0.2166	2.6	0.0032
Бухта Амбарик	«ЧЛ»	3.0	0.0005	4.8	1.8E-5
	«Д»	1.6	0.0259	3.0	0.0013
Мыс Шмидта	«ЧЛ»	3.2	0.0003	4.2	5.5E-5
	«Д»	1.3	0.0632	2.6	0.0033
о. Айон	«ЧЛ»	3.12	0.0011	5.0	1.8E-5
	«Д»	1.8	0.0188	1.8	0.0294
Островное	«ЧЛ»	2.4	0.0115	4.1	0.0005
	«Д»	–	–	1.5	0.1125
Мыс Биллингса	«ЧЛ»	3.3	0.0005	4.9	1.3E-5
	«Д»	1.5	0.0377	2.2	0.0070
Салехард	«ЧЛ»	2.9	0.0034	3.8	0.0004
	«Д»	1.6	0.0518	1.6	0.0561
Игарка	«ЧЛ»	3.2	0.0015	4.6	0.0001
	«Д»	1.5	0.0852	1.3	0.1848
о. Котельный	«ЧЛ»	3.3	0.0004	4.1	4.9E-5
	«Д»	1.43	0.00620	2.0	0.0104
Кюсюр	«ЧЛ»	2.1	0.0107	4.9	2.4E-5
	«Д»	–	–	1.9	0.0254

Примечание. Коэффициенты детерминации, характеризующие качество спрямления эмпирических данных на сетке вейбулловского распределения, никогда не опускались ниже 0,90 (рис. 1).

ших родственников» только амплитудой или степенью воздействия. События, которые относятся к другому закону распределения, имеют иной генезис, они характеризуют принципиально другие объекты, названные драконами, королями или драконами-королями [Sornette, 2009]. Внимание акцентируется на том, что драконы – это не лебеди, а иные существа; или же обыгрывается то, что короли стоят неизмеримо выше обыкновенных людей по богатству и общественному положению.

Не вдаваясь в обсуждение того, насколько уместна такая выспренность терминология, обратим внимание, что с помощью этих метафор удобно разделять события, принадлежащие разным законам Вейбулла, поэтому мы будем применять ее в дальнейшем.

На рис. 2 (см. вклейку) показаны примеры эмпирических распределений экстремумов скорости ветра, спрямленных на сетке вейбулловского распределения, демонстрирующие присутствие в каждом случае «лебедей» («черных лебедей» – обозначим их аббревиатурой «ЧЛ» – при переходе к редким большим аномалиям) и «драконов» (обозначим их аббревиатурой «Д»). Видно, что в обоих диапазонах прямая линия служит прекрасной аппроксимацией эмпирического распределения. Это подтверждает очень большой коэффициент детерминации и выполненные (на основе критериев Колмогорова и χ^2) оценки соответствия эмпирического распределения повторяемости теоретической функции распределения вероятностей. Отметим интересную вещь: объявленные нереальными (см. выше) сверхбольшие скорости ветра располагаются на продолжении прямой вейбулловского закона «Д».

Обработка данных всех станций (табл. 1) показала аналогичные результаты. Этот результат убедительно демонстрируют успешность применения высказанной выше интерпретации, согласно которой экстремумы скорости ветра состоят из смеси значений, относящихся к разным генеральным совокупностям. В табл. 2 представлены параметры вейбулловских распределений.

Для характеристики географии экстремумов и сопоставления летних и зимних условий, удобно использовать квантильные значения скорости. Надежно вычисленные в каждом случае параметры распределения позволяют провести такой расчёт, преобразовав формулу (1) к следующему виду:

$$U(p) = \left(\frac{1}{A} \ln \frac{1}{1-p} \right)^{1/k} \quad (4)$$

Здесь p – пороговое значение вероятности, а $U(p)$ есть соответствующее квантильное значение скорости ветра. Значение p можно выразить через «время возврата», характеризующее интервал времени, через который вновь появляются такие же (или большие) аномалии скорости: $T=1/(1-p)$. Примем для анализа экстремумов $p=0.99$. Для летнего периода (62 дня – июль и август) общий объем выборки за 48 лет (1966–2013 гг.), при условии просеивания через 3 суток составляет ~974 суток. Доля событий ($1-0.99=0.01$) равна приблизительно 10 суткам. За 48 лет это соответствует ситуации появления экстремума $U(0.99)$ один раз за 5 теплых сезонов. Для холодного сезона $p=0.99$ отвечает среднему времени появления экстремума $U(0.99)$ один раз за два холодных периода года. Вычисленные по данным всех станций значения (раздельно для «ЧЛ» и «Д») представлены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, одни и те же квантильные значения существенно больше (на 10–30%) в распределении «драконов», чем у «черных лебедей». «Чемпионом» является станция Малые Кармакулы, где $U(0.99)=40$ м/с. Данное значение даже, в некотором смысле «выбивается» из данных других станций. Однако это, по-видимому, реальная ситуация: огромные скорости ветра здесь, на западном побережье Новой Земли, связаны с явлением боры, во время которой происходит обвал холодного воздуха Карского моря с Новоземельских гор на побережье незамерзающего Баренцева моря.

Экстремумы скорости в целом выше в холодный период года, чем летом. Особенно четко это заметно для региона незамерзающего Баренцева моря (станции Териберка, Зимнегорский Маяк, Малые Кармакулы), где зимой усиливается циклогенез. Восточнее, там, где зимой моря, покрытые льдом, становятся неотличимы по термическим свойствам от суши, данный механизм не работает и экстремальные скорости ветра, фиксируемые зимой береговыми станциями (Андерма, Марресале, ГМО имени Е.К.Федорова, Диксон) значительно меньше ($U(0.99)=22-23$ м/с) (см. табл.3).

Таблица 3. Квантильные значения модуля скорости ветра, м/с, $U(0.99)$ (1966–2013 гг.), рассчитанные отдельно для двух групп экстремумов, отвечающих «ЧЛ» и «Д»

Станция	ВЧЛ	Д	ВЧЛ/Д	ВЧЛ	Д	ВЧЛ/Д
	Холодный сезон			Теплый сезон		
Териберка	24	29	0.83	15	20	0.75
Мурманск	15	17	0.88	11	13	0.85
Ловозеро	13	16	0.81	9	11	0.89
Краснощелье	9	10	0.90	8	11	0.82
Кандалакша	10	12	0.83	9	10	0.90
Умба	12	14	0.86	10	11	0.91
Архангельск	9	12	0.75	8	11	0.73
Зимнегорский Маяк	19	27	0.70	14	19	0.74
Канин Нос	21	27	0.78	17	22	0.77
Колгуев Северный	19	28	0.68	12	17	0.71
Коткино	12	14	0.86	8	11	0.73
Нарьян-Мар	13	16	0.81	10	13	0.77
Усть-Уса	11	15	0.73	10	12	0.83
Усть-Цильма	11	16	0.69	11	16	0.69
Окунев Нос	11	14	0.79	10	13	0.77
Хоседа-Хард	16	18	0.89	11	13	0.85
Амдерма	28	40	0.70	18	29	0.62
Малые Кармакулы	21	24	0.88	13	18	0.72
Марресале	19	22	0.86	13	17	0.77
Новый Порт	17	23	0.74	13	18	0.72
Антипаюта	16	18	0.89	12	16	0.75
Диксон	21	23	0.91	14	17	0.82
ГМО им. Е.К. Федорова	18	23	0.78	12	17	0.71
Болванский Нос	20	23	0.87	15	17	0.88
Хатанга	12	17	0.71	11	16	0.69
о. Визе	19	23	0.82	15	17	0.88
Тикси	?					
о. Врангеля	25	–		16	18	0.89
Мыс Константиновский	19	24	0.79	14	19	0.74
Юбилейная	10	16	0.63	11	16	0.69
Мыс Ванкарем	20	22	0.91	13	17	0.77
Бухта Амбарчик	22	26	0.85	14	15	0.93
Мыс Шмидта	20	27	0.74	14	17	0.82
о. Айон	15	20	0.75	12	17	0.71
Островное	12	–		10	11	0.91
Мыс Биллингса	16	25	0.64	14	19	0.74
Салехард	12	17	0.71	11	16	0.69
Игарка	12	14	0.86	10	11	0.91
о. Котельный	18	20	0.90	16	21	0.76
Кюсюр	18	–		12	16	0.75

Другая, четко наблюдаемая закономерность, – это то, что экстремальные значения существенно больше на береговых станциях, чем во внутриматериковых регионах. Это происходит не только за счет того, что шероховатость меньше над водой, чем над сушей. Важную роль играет то, что шторма интенсивнее над морскими акваториями.

В заключение данного раздела еще раз отметим, что изучение экстремумов скорости ветра по данным стандартных наблюдений в прибрежных регионах Арктики показало, что они слагаются из двух наборов данных, имеющих различные статистические свойства, но каждый из которых подчиняется закону Вейбулла. В соответствии с начинающейся складываться терминологией, они были обозначены, как ЧЛ и Д. Именно последние обозначают самые большие аномалии.

В модели общей циркуляции атмосферы и в данных реанализа обнаружены только ЧЛ. Поскольку функция распределения является индикатором общности физического механизма формирования рассматриваемых событий (или объектов), то можно считать, что не воспроизводится некоторый специальный эффект, ответственный за возникновение аномально больших скоростей ветра.

Ответственные за аномалии типа «драконов» значения скорости ветра обнаружены в результатах детализированного моделирования, выполненного на основе региональной мезометеорологической модели. Это указывает, что их происхождение связано с мезомасштабными явлениями. Более детально говорить о порождающих их циркуляционных механизмах преждевременно, за исключением одной ситуации – новоземельской боры, в период развития которой экстремальные скорости, как известно, генетически связаны с гравитационными волнами.

1.2. Экстремумы атмосферных осадков в Арктике

Экстремальные осадки относятся к опасным явлениям погоды, т.к. наносят значительный вред экономике и часто создают угрозы жизни людей. Особенная опасность прибрежных регионов связана с возникновением наводнений в устьях рек, приводящих к затоплению значительных территорий.

В настоящее время не существует единого критерия, позволяющего определить атмосферные осадки как экстремальные. Вы-

деляют два основных подхода к их определению – пороговый и вероятностный. Согласно первому из них, все случаи осадков, превышающее определенное пороговое значение, относятся к экстремальным. Однако ясно, что для больших территорий, располагающихся в различных климатических зонах, одинаковое значение не будет репрезентативным. Вероятностный подход позволяет подойти к этой проблеме иным образом: экстремальными считаются осадки, превышающие значение, соответствующее определенному проценту повторяемости, полученному из функции распределения вероятности (ФРВ). Этот метод более полезен с точки зрения практической важности, поскольку в каждом регионе строительные нормы, показатели водокommunikационных сооружений и др., рассчитаны на определенный, типичный для региона, экстремум. Однако не следует забывать, что при этом географическому сопоставлению подвергаются различные по абсолютной величине значения.

Этот подход позволяет оценивать также характеристики относительной экстремальности или вклада дней с наиболее сильными осадками в общее количество осадков за некоторый период – еще одну группу характеристик экстремальности, принципиально отличную от абсолютной экстремальности. Осадки, характеризующие высокой относительной экстремальностью, далеко не всегда являются экстремальными по абсолютным величинам, а, следовательно, не обязательно имеют значимые природные последствия. Наконец, еще одна группа характеристик предполагает анализ продолжительности периодов с непрерывными осадками. В данном случае анализируются не индивидуальные дни с осадками (которые предполагаются независимыми в первых двух случаях), а периоды, в течение которых наблюдались осадки. Абсолютная величина и продолжительность выпадения осадков могут анализироваться совместно. Для этой цели развит подход, позволяющий оценивать вероятность вклада дней с очень большим количеством осадков в общее количество осадков [Zolina et al, 2008].

Механизмы, определяющие формирование экстремальных осадков и их изменчивость, изучены крайне плохо в силу того, что пространственно-временная структура осадков недостаточно точно измеряется и недостоверно описывается в атмосферных и климатических моделях вследствие, как относительно грубого разрешения

моделей, так и недостаточно развитых параметризаций. Результатом является то, что оценки характеристик экстремальности осадков, полученные по наблюдениям и по модельным данным имеют погрешности в десятки и сотни процентов. При этом средние осадки известны с гораздо лучшей точностью. Эта проблема особенно важна для высокоширотных районов. Количество влаги в атмосфере здесь мало, но роль циркуляционных процессов, связанных с синоптической динамикой, гораздо сильнее.

Регион настоящего исследования включает прибрежную зону от Баренцева до Чукотского морей, а также некоторые внутриматериковые районы. Были использованы стандартные срочные стационарные измерения осадков на станциях. Анализ выполнен для суточных сумм. Продолжительность наблюдений на станциях различна, поэтому мы использовали, как и при анализе ветра, данные за период 1966–2013 гг.

Для арктического региона удобно анализировать по отдельности осадки за теплый и холодный период года, которые в Арктике характеризуются не только резко контрастирующими температурами, но и особенностями циркуляции атмосферы. Причем осадки в виде дождя или снега могут выпадать как в теплый, так и в холодный сезоны. При этом следует принять во внимание, что собственно летними месяцами здесь являются, фактически, июль и август, а зимний сезон покрывает не только декабрь, январь и февраль, но обычно включает также ноябрь и март.

Функция распределения вероятности (ФРВ) осадков (суточных сумм) может быть описана различным образом с достаточной точностью. Так, в работе [Матвеева и др., 2015] тестировались распределения Вейбулла, гамма-распределение, логнормальное, экспоненциальное распределения, и преимущество отдано распределению Вейбулла. Однако, как показывает, например, рис. 3 (см. вклейку), с приблизительно равной надежностью может быть применена и гамма-функция и другие аналогичные зависимости.

Однако если внимание специально акцентируется на экстремальных значениях, то можно опасаться того, что теоретическая ФРВ, построенная методом наименьших квадратов, отражая поэтому главным образом массив малых и средних осадков, будет обладать погрешностями собственно в зоне больших редких значений. Поэтому

в настоящей работе использована специальная ФРВ – распределение Парето, наиболее тщательно воспроизводящая именно «хвост», т.е. самые редкие и, одновременно, самые крупные события.

Как известно, выборка значений ($x > x_{th}$) может, при соблюдении ряда условий, описываться распределением Парето [Brabson and Palutikof, 2000]:

$$\ln(1-\Phi(x)) = 1 - \left(\frac{x_{th}}{x}\right)^\gamma. \quad (5)$$

Пороговое значение назначается априорно исходя из смысла задачи, с тем, чтобы оставить в выборке экстремальные величины достаточного количества, чтобы аппроксимирующая их функция оказалась статистически достоверной.

Для анализа были использованы данные суточных сумм осадков, измеренные на станциях, расположенных вдоль арктического побережья Европы и Азии. Предварительно было осуществлено просеивание рядов, основанное на изучении статистической связности последовательных значений. Используя автокорреляционные функции было установлено, что связь практически теряется уже на 2-е сутки. Поэтому для последующего анализа выбирались максимальные величины из последовательных 3-суточных интервалов. Был использован период наблюдений с 1966 по 2013 г., поскольку на большинстве станций наблюдений за этот период наиболее полные. Исходя из вышеизложенных представлений, максимально возможный объем выборки (без пропусков) составлял (не учитывая високосных годов) $\sim 5 \text{ мес.} \times 30 \text{ сут.} \times 48 \text{ лет} \times 1/3 = 2400$ для холодного периода и $\sim 2 \text{ мес.} \times 30 \text{ сут.} \times 48 \text{ лет} \times 1/3 = 960$ для теплого. В реальности пропуски укоротили ряды, однако ненамного – так, для холодного сезона минимальный объем выборки (N) составил ~ 2100 (для Тикси).

На рис. 4 (см. вклейку) показан пример, демонстрирующий успешность применения распределения Парето. Здесь эмпирическая функция распределения (представленная точками) изображена в специальной системе координат, обеспечивающей спрямление ФРВ на сетке распределения Парето. Из формулы (3) следует:

$$\ln(1-\Phi(x)) = -\gamma \ln x + \gamma \ln x_{th}. \quad (6)$$

Запись в форме (6) представляет собой уравнение прямой в координатах $\ln(1-\Phi(x))$ и $\ln x$.

В обоих случаях коэффициент детерминации равен 0.98, что подчеркивает возможность аппроксимации эмпирической функции распределения ФРВ Парето.

С помощью распределения Парето можно установить закон распределения наиболее экстремальных значений. Однако интерпретация этих результатов не является тривиальной, поскольку на каждой станции, при одинаковом пороговом значении (x_{th}), отсекающем экстремальные величины, количество членов выборки (n) при $x > x_{th}$, будет разным. Примем во внимание, что величине x_{th} соответствует эмпирическое значение ФРВ: $(N-n)/N$. Если теперь для выборки экстремумов задать вероятность (уровень квантили) p_* , то эмпирическая вероятность $x \geq x(p_*)$ определится так: $(N-n+np_*)/N$. Вводя в рассмотрение среднее время повтора случайной величины заданной вероятности, определим его, как

$$\tau = \frac{1}{1 - \frac{N-n+np_*}{N}}. \quad (11)$$

Таким образом, распределение Парето необходимо для того, чтобы правильным образом отсчитать p_* . Действительно, априорно задавая τ , а также используя для каждого конкретного ряда свое значение N и n , формула (11) позволяет перейти к вычислению уровня квантили:

$$p_* = 1 - N / (n\tau). \quad (12)$$

При этом квантильное значение $x(p_*)$ будет характеризовать то значение, которое появляется (в среднем) один раз за время τ . Такой подход обеспечивает сравнимость результатов, получаемых по различным станциям.

Расчеты по изложенной методике были проведены с пороговым значением 5 мм для зимнего сезона и 12 мм для летнего периода. В каждом случае для анализа экстремальных величин оставалась выборка порядка нескольких десятков – первых сотен значений.

В табл. 4 представлены суточные суммы осадков (мм), повторяющиеся на арктических станциях в среднем один раз за 5, 10 и 30 лет. Здесь использовано одинаковое в каждом случае пороговое значение (5 мм).

На рис. 5 и рис. 6 (см. вклейку) даны карты, показывающие пространственное распределение аномалий. Как видно из табл. 4, данные трех станций выбиваются из общих типичных значений. Рост экстремальных осадков на Шпицбергене объясним, поскольку сюда могут проникать атлантические циклоны, обеспечивая рост экстремальных значений осадков. На западном побережье Новой Земли увеличение максимумов осадков, по сравнению с тем, что типично

Таблица 4. Суточные суммы осадков (мм), повторяющиеся на арктических станциях в среднем один раз за 5, 10 и 30 лет в зимний период года

Станция	Суточная сумм осадков (мм), возможная один раз за заданное число лет		
	5 лет	10 лет	30 лет
Янискоски	12	14	18
Териберка	13	16	22
Мурманск	13	15	21
Святой нос	12	15	21
Краснощелье	14	17	25
Кандалакша	13	15	20
Умба	13	15	20
Гридино	11	13	18
О-в Сосновец	8	9	12
Архангельск	11	13	16
Мезень	10	12	15
Шойна	12	14	19
Инди́га	10	12	15
Канин Нос	13	15	21
Колгуев Северный	9	10	13
Мыс Константиновский	15	20	30
Нарьян Мар	10	11	14
Усть-Цильма	11	13	16
Усть-Уса	9	11	13
Малые Кармакулы	23 xxx*	31	52
ГМО им. Кренкеля	30 xxx	44	82
Хоседа Хард	10	11	15
Болванский Нос	9	11	17
Амдерма	17	21	31
Марресале	9	11	15
Салехард	9	11	14
Им.Попова	13	18	28
о. Визе	9	11	16
Антипаюта	9	11	16

Продолжение таблицы 4.

Станция	Суточная сумм осадков (мм), возможная один раз за заданное число лет		
	5 лет	10 лет	30 лет
Диксон	13	16	22
Хатанга	9	12	19
Челюскин АМСГ	9	12	19
Кюсюр	8	9	13
Тикси	23 ххх	33	51
Игарка	10	11	14
Юбилейная	7	8	12
Чокурдах	7	9	14
Бухта Амбарчик	7	11	23
Островное	7	9	11
о. Айон	6	8	12
Илирней	10	13	19
Мыс Биллингса	7	9	12
Мыс Ванкарем	10	13	20
Мыс Шмидта	14	18	27
о. Врангеля	8	10	14

* Указаны «выбывающиеся» значения

Таблица 5. Суточные суммы осадков (мм), повторяющиеся на арктических станциях в среднем один раз за 5, 10 и 30 лет в летний период года

Станция	Суточная сумм осадков (мм), возможная один раз за заданное число лет		
	5 лет	10 лет	30 лет
Янискоски	32	40	58
Териберка	23	29	40
Мурманск	27	33	47
Святой нос	23	29	42
Краснощелье	30	37	52
Кандалакша	31	39	55
Умба	29	37	53
Гридино	28	37	56
о. Сосновец	27	34	48
Архангельск	32	41	61
Мезень	31	39	56
Шойна	22	27	38
Индига	27	34	49
Канин Нос	21	26	37

Продолжение таблицы 5.

Станция	Суточная сумм осадков (мм), возможная один раз за заданное число лет		
	5 лет	10 лет	30 лет
Колгуев Северный	18	21	28
Мыс Константиновский	24	31	46
Нарьян Мар	27	32	45
Усть-Цильма	30	37	51
Усть-Уса	26	32	42
Малые Кармакулы	18	24	36
ГМО им. Кренкеля	–	–	–
Хоседа Хард	25	30	41
Болванский Нос	17	21	30
Амдерма	25	32	46
Марресале	22	28	40
Салехард	32	41	59
Им.Попова	17	20	27
о. Визе	11	14	19
Антипаюта	21	26	33
Диксон	19	23	29
Хаганга	23	27	38
Челюскин АМСГ	17	22	32
Кюсюр	28	35	50
Тикси	25	31	45
Игарка	27	33	44
Юбилейная	21	26	35
о. Котельный	12	16	24
Чокурдах	18	22	28
Бухта Амбарчик	16	20	27
Островное	19	22	30
о. Айон	13	14	17
Илирней	17	21	27
Мыс Биллингса	13	18	28
Мыс Ванкарем	13	16	21
Мыс Шмидта	22	27	37
о. Врангеля	14	16	20

для остального региона, может происходить при натекании западных потоков на массив невысоких гор, протянувшихся вдоль всего острова. Предложить физическую интерпретацию экстремума на станции Тикси не представляется возможным.

Зимой значения x_t убывают с запада на восток: на Кольском п-ве и вплоть до Ямала x_5 составляет 12–13 мм на побережье с некото-

рым уменьшением при углублении внутрь континента. От Таймыра и дальше на восток x_5 составляет 7–9 мм. Отмеченное географическое распределение сохраняется и для x_{10} и x_{30} . Так, для x_{30} вдоль побережья западной Арктики (Кольский п-в – Ямал) экстремумы составляют 18–22 мм, однако теперь и на Таймыре – 19 мм, а вот далее на восток экстремумы становятся меньше (12–14 мм), хотя в некоторых случаях превышают 20 мм, т.е. сравнимы с теми, что отмечались для Западной Арктики. В целом экстремумы по абсолютной величине очень малы. Это отражение господства в холодное время года арктической воздушной массы, с редкими ее сменами в западной части рассматриваемой территории.

Летом география экстремумов x_5 , x_{10} и x_{30} приблизительно такая же, как и в холодный период. Можно отметить, что при удалении от побережья величина экстремумов несколько возрастает. Это – отражение перехода в регионы, где частота появления умеренной воздушной массы (пусть даже континентального происхождения), содержащего больше водяного пара по сравнению с арктическим воздухом, увеличивается. При удалении от побережья на север значения экстремумов убывают – данные станций, расположенных на островах, это наглядно доказывают. Здесь теплые влагонесущие воздушные массы, попадающие на холодную морскую поверхность, быстро трансформируются и не проникают глубоко внутрь морских акваторий.

Сравнительный анализ поведения экстремумов позволяет выделить сравнительно однородные по данному показателю регионы. Это, вообще говоря, известный подход [Hosking and Wallis 1997], позволяющий иногда существенно повысить достоверность статистических результатов, объединяя, в пределах однородного по данному признаку региона, данные отдельных станций в единую выборку. Такой подход применялся для осуществления климатического прогноза экстремумов в Великобритании [Fowler et al., 2005; Ekström et al., 2005] и Канаде [Mladjic et al. 2011] на основе математического моделирования будущего состояния климата, численные реализации которого ограничены во времени.

1.3. Экстремальные температуры

Известно, что вариации температуры хорошо аппроксимируются нормальным распределением. На рис. 7 (см. вклейку) показаны эмпирические значения ФРВ и соответствующие гауссовы кривые для средних значений за теплые сезоны, а также для наблюдавшихся максимальных и минимальных значений (по данным стандартных наблюдений в психрометрической будке на высоте 2 м). На рис. 8 (см. вклейку) изображено то же самое для холодного периода года. Эмпирические ФРВ аппроксимируются гауссовым законом, что подтверждается применением критерия Колмогорова-Смирнова.

Для характеристики экстремальных значений будем анализировать пространственное распределение квантильных значений (табл. 6, 7). Оно устроено ожидаемо просто: как средние значения, так и квантильные величины T₉₅ и T₉₉ убывают в восточном направлении, отражая известный эффект роста континентальности климата.

Таблица 6. Средние в ряду сезонных экстремумов значения температуры и квантильные значения (холодный сезон)

Станция	T_{cp}	T_{95}	T_{99}
Териберка	-7.2	-4.7	-3.9
Мурманск	-9.0	-5.3	-4.9
Святой нос	-7.3	-4.7	-3.8
Краснощелье	-12.2	-8.5	-7.5
Кандалакша	-10.6	-6.9	-6.0
Умба	-10.0	-6.3	-5.5
Архангельск	-11.1	-7.0	-5.7
Мезень	-11.8	-8.1	-6.9
Шойна	-11.1	-7.9	-6.4
Индига	-13.4	-9.2	-7.1
Усть-Уса	-15.7	-11.4	-9.26
Малые Кармакулы	-13.8	-9.1	-7.0
Амдерма	-18.1	-13.2	-10.9
о. Визе	-25.6	-19.9	16.2
Челюскин АМСГ	-28.2	-24.0	-22.5
Тикси	-29.4	-25.4	-24.2
Бухта Амбарчик	-28.1	-25.3	-24.6
Мыс Шмидта	-25.4	-21.2	-20.8

Таблица 7. Средние в ряду сезонных экстремумов значения температуры и квантильные значения (теплый сезон)

Станция	$T_{\text{ср}}$	T_{95}	T_{99}
Териберка	11.1	13.8	15.2
Мурманск	11.2	13.8	14.3
Святой нос	9.3	11.8	12.8
Краснощелье	12.1	14.4	15.4
Кандалакша	12.5	15.2	16.0
Умба	13.4	15.4	16.3
Архангельск	14.7	17.2	17.7
Мезень	13.3	16.2	16.7
Шойна	10.6	13.2	13.5
Индига	10.1	12.9	13.3
Усть-Уса	13.0	15.9	16.3
Малые Кармакулы	6.9	8.8	9.9
Амдерма	6.7	9.6	10.5
о. Визе	0.2	0.9	1.6
Челюскин АМСГ	1.2	2.3	2.9
Тикси	7.5	10.0	10.9
Бухта Амбарчик	6.4	10.0	11.1
Мыс Шмидта	3.9	6.3	7.3

1.4. Воспроизведение экстремальных скоростей ветра глобальной моделью (ИВМ РАН (INM-CM4) и региональной моделью атмосферы COSMO-CLM

Исследование и моделирование экстремальных гидрометеорологических условий в Российской Арктике является важнейшей задачей в связи с растущим освоением шельфовых нефтегазовых месторождений, развитием судоходства по СМП и сопутствующей портовой инфраструктуры.

Особенности ветрового режима и волнового климата арктических морей России приведены в [Справочные данные..., 2003]. В частности, периоды, в течение которых скорость ветра не превышает 15 м/с, в зимние месяцы в среднем составляют 3–6 дней. То есть значительную часть времени над акваториями Арктики господствует штормовая погода, в связи с чем чрезвычайно важно развивать методы точного прогноза экстремального ветрового режима, волнения и других гидрометеорологических явлений.

Результаты анализа и прогноза гидрометеорологических полей в ряде регионов Арктики зачастую недостаточно адекватны наблюдениям. Это продемонстрировано, в частности, в работе [Lindsay et al., 2014], где выполнено сравнение различных реанализов в точках станций, расположенных севернее 60° с.ш., и показано, что в большинстве точек величины ошибок значительны, а коэффициенты корреляции не значимы. Эти выводы подтверждают необходимость и актуальность использования данных регионального моделирования атмосферы с высоким разрешением в Арктике, в частности, для задач воспроизведения экстремальных скоростей ветра.

Существует большое количество исследований, посвящённых анализу экстремального ветрового климата, а также оценке и воспроизведению экстремумов скорости ветра в многолетних рядах данных. Так, в [Vinoth and Young, 2011] рассматривается 23-летний ряд данных по скоростям ветра и волнению и делается вывод о недооценке экстремумов ветра методом отбора пиков сверх некоторого порогового значения. В [Stegall, Zhang, 2012; Hundedcha et al., 2008] оценивается реанализ NARR над арктическими районами США и отмечается, что 95% перцентиль скоростей ветра возрос с 7 м/с (1979 г.) до 10,5 м/с (2009 г.). Что касается работ по моделированию, то многие из них ориентированы на воспроизведение экстремумов скорости ветра, ориентируясь на задачи ветровой энергетики (например, [Badger et al., 2014]). Кроме того, в [Larsen et al., 2012; Skamarock, 2004; Frehlich, Sharman, 2008] отмечается, что уменьшение горизонтального разрешения региональных моделей (WRF или HIRHAM) приближает спектр скорости ветра к известному закону « $-5/3$ », однако на мезомасштабе занижения по сравнению с наблюдениями достигают существенных величин. Тем не менее, мезомасштабное моделирование однозначно демонстрирует более адекватное описание поля экстремальных скоростей ветра по сравнению с реанализами.

В данной работе при анализе обширного массива наблюдений на арктических метеостанциях выяснились некоторые любопытные особенности статистического распределения скорости ветра. Было показано, что массив экстремумов содержит данные, принадлежащие к двум различным генеральным совокупностям, каждая из которых надёжно описывается распределением Вейбулла. Используя

сложившуюся в мировом научном сообществе специальную метафорическую терминологию, эти наборы экстремумов были названы «лебедями» и «драконами», причем за наибольшие экстремумы отвечают именно «драконы», превосходящие «лебедей» на 10–30% (при одном и том же квантильном уровне 0.99) (см. выше, а также [Кислов и др., 2015]). Аналогичный анализ массива осадков не выявил подобного разделения выборки на две генетически различные совокупности. Естественным образом возникает вопрос об отличиях этих экстремальных ситуаций как от «обычных» экстремумов в выборке, так и между собой. Поэтому была поставлена задача анализа каких-либо особенностей, своеобразных отличий ситуаций, относящихся к разным выделенным типам.

Сначала была проведена оценка воспроизведения подобных экстремумов скоростей ветра в глобальной климатической модели ИВМ РАН (INM-CM4). На рис. 9 а, в, д (см. вклейку) приведены несколько кумулятивных функций распределения по данным расчётов INM-CM4 для точек сетки модели, ближайшим к станциям. Видно, что распределение Вейбулла даёт хорошую аппроксимацию модельных значений экстремумов скорости ветра, небольшие расхождения с теоретической прямой отмечаются, лишь начиная с больших пороговых значений. Таким образом, пользуясь нашей терминологией, экстремумы в модели INM-CM4 являются «лебедями», но не «драконами». Это подтверждается не только близостью к теоретическому распределению Вейбулла, но и к собственно данным наблюдений. Исключение составляют ст. Зимнегорский Маяк и Териберка, где наблюдаемый перцентиль $U(0.99)$ почти в два раза больше модельного (табл. 8). Вероятно, это связано с неточным распределением суши и моря в модели INM-CM4.

Выявленный факт, что «драконы» отсутствуют модельных данных, очень важен. Поскольку экстремальные скорости ветра у поверхности земли возникают вследствие отклонения частиц воздуха вниз с уровня границы пограничного слоя, мы обратимся к экстремумам ветра на поверхности 850 гПа. Эти значения, вероятно, будут более надёжными, нежели приземный ветер в атмосферных моделях, т.к. приземный ветер более подвержен влиянию плохо разрешаемой топографии и маски модели, а также зависит от схемы параметризации пограничного слоя. Экстремумы на уровне 850 гПа могут

Таблица 8. Квантильные значения скорости приземного ветра ($U(0.99)$, м/с) для узлов модели, соответствующих метеорологическим станциям на Кольском п-ове и в береговой зоне Баренцева и Белого морей по данным модели INM-CM4 и наблюдениям

Узлы модели, соответствующие метеорологическим станциям					
Тери- берка	Ловозе- ро	Красно- щелье	Канда- лакша	Умба	Зимнегор- ский Маяк
Зимний сезон, INM-CM4 / «чёрные лебеди» (наблюдения)					
19/24	12/13	11/9	11/10	11/12	11/19
Летний сезон, INM-CM4 / «чёрные лебеди» (наблюдения)					
15/15	9/9	9/8	9/9	9/10	9/14

быть потенциально связаны с приземными экстремумами скорости ветра [Yin, Branstator, 2007].

Результаты (рис. 9 б, г, е) демонстрируют, что распределение Вейбулла является хорошей аппроксимацией модельных экстремумов скорости ветра на уровне 850 гПа. Мы снова можем сделать вывод, что отклонения от теоретической линии распределения отсутствуют, и экстремумы скорости ветра на верхней границе пограничного слоя являются «лебедями», но не «драконами». Следует отметить, что, несмотря на разницу расположения точек сетки (внутриматериковые или береговые), статистические свойства модельных экстремумов ветра те же. Например, квантильные значения скорости ветра на уровне 850 гПа $U(0.99)$ равны 25–26 м/с для зимнего сезона и $U(0.99)=19$ м/с для летнего (табл. 9). Это означает, что географические особенности экстремумов приземного ветра (табл. 8) появляются из-за оседания частиц воздуха, происходящего по-разному в модельном пограничном слое атмосферы над прибрежными и материковыми районами. В непосредственной близости от береговой зоны экстремумы на уровне 850 гПа близки к данным наблюдений приземного ветра, но над внутриматериковыми районами модель реальные данные. Однако, это сопоставление несущественно, поскольку сравниваемые величины относятся к различным генеральным совокупностям («чёрным лебедям» и «драконам»), и, следовательно, имеют различное происхождение.

Из вышеприведённого анализа следует, что горизонтальное разрешение глобальных климатических моделей не позволяет опреде-

Таблица 9. Квантильные значения скорости ветра на уровне 850 гПа ($U(0.99)$, м/с) для узлов модели, соответствующих метеорологическим станциям на Кольском п-ове и в береговой зоне Баренцева и Белого морей по данным модели INM-CM4 и наблюдениям, и Квантильные значения скорости приземного ветра ($U(0.99)$, м/с) по данным станционных наблюдений, соответствующие «чёрным лебедям» и «драконам»

Узлы модели, соответствующие метеорологическим станциям					
Тери- берка	Ловозе- ро	Красно- шелье	Канда- лакша	Умба	Зимне- горский Маяк
Зимний сезон, INM-CM4 / «чёрные лебеди» / «драконы»					
25/24/29	25 /13/16	25/9/10	26/10/12	25/12/14	25/19/27
Летний сезон, INM-CM4 / «чёрные лебеди» / «драконы»					
19/15/20	19/9/11	19/8/11	19 /9/10	19/10/11	19/14/19

лять экстремальные скорости ветра, отнесённые к типу «драконы». Поэтому анализ и исследование генезиса «чёрных лебедей» и «драконов» целесообразно проводить на более мелком – мезомасштабе. Поскольку мезомасштабное гидродинамическое моделирование высокого пространственного разрешения является широко распространённым инструментом исследования детальной структуры метеорологических полей, в том числе и ветра, то с его помощью была предпринята попытка оценить возможные генетические различия, возникающие в случаях «чёрных лебедей» и «драконов». В результате был составлен календарь экстремальных событий («чёрных лебедей» и «драконов») (по данным анализа, см. 1.1). Из этого списка были выбраны несколько ситуаций для проведения численных экспериментов с мезомасштабной негидростатической моделью COSMO-CLM: 29-30.10.2000, 26.01.2002, 12.12.2013, а также использованы данные эксперимента за период января 2010 г. Период каждого эксперимента составлял 7 дней, с тем расчётом, чтобы рассматриваемое экстремальное событие оказалось в середине этого периода.

В данной работе для регионального моделирования атмосферы с высоким разрешением использовалась мезомасштабная негидростатическая модель COSMO-CLM. Это климатическая версия

региональной мезомасштабной модели COSMO, разрабатываемая одноименным консорциумом (Consortium for Small-scale Modelling), включающим в себя национальные службы прогноза погоды ряда стран, в том числе РФ (Росгидромет). Развитие климатической версии модели осуществляется в рамках международного научного сообщества CLM-Community (<http://www.clm-community.eu/>), она основана на тех же описаниях динамики, физических параметризациях и численных решениях, которые реализованы в оперативной COSMO. Главные отличия климатической версии модели от оперативной заключаются в ряде модификаций и расширений, предназначенных для долговременных численных экспериментов, таких как большая глубина моделируемого слоя подстилающей поверхности и учет сезонного хода параметров подстилающей поверхности [Böhm et al., 2006].

Негидростатическая модель COSMO-CLM основана на уравнениях Навье–Стокса, описывающих динамику сжимаемой жидкости во влажной атмосфере.

Модельные уравнения решаются на вращающейся сетке «широта–долгота» с координатами (λ, φ) . Вращающаяся система координат преобразуется из географических координат (λ_g, φ_g) путем смещения северного полюса. Полюс может быть размещён таким образом, что экватор проходит через центр модельной области. Таким образом, минимизируется проблема сходимости меридианов в точке полюса для любой ограниченной модельной области по земному шару. В роли вертикальной координаты выступает гибридная величина μ (σ - z система), представленная σ -координатой от земной поверхности (Z_0) до промежуточного уровня Z_F , а выше уровня Z_F – обычной Z -координатой. Такое представление вертикальных координат позволяет избежать проблем, связанных с неоднородностью рельефа подстилающей поверхности.

Численная схема реализована на сетке Аракавы типа C. По умолчанию используется двухуровневая схема интегрирования по времени Рунге–Кутты, с расщеплённым подавлением акустических и гравитационных волн, дискретизация адвективных членов 5-го порядка.

Рассмотрим параметризации подсеточных процессов. Схема параметризации радиации Ritter and Geleyn [Ritter and Geleyn, 1992] основана на двухпоточковой версии уравнения радиационного переноса; параметризация осадков описывает льдо- и градообразова-

ние в облаках и включает явное воспроизведение глубокой конвекции; влажная и мелкая конвекция параметризуется схемой Tiedtke [Tiedtke, 1989] потока массы с равновесным замыканием; турбулентность параметризуется одномерной ТКЕ схемой замыкания 2.5 порядка; схема параметризации переноса в приземном слое основана на турбулентной кинетической энергии, включает ламинарно-турбулентный слой шероховатости. Это позволяет разделить модельные значения на твёрдой поверхности и уровне шероховатости.

Подробное описание физики и динамики модели и параметризаций подсеточных процессов можно найти на сайте модели <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>.

Региональная модель COSMO-CLM используется членами консорциума для решения широкого спектра задач как по воспроизведению метеорологического режима и климатических характеристик в различных регионах земного шара (проекты CORDEX [Giorgi et al., 2009], [Dosio et al., 2014] и др.), так и по моделированию множества отдельных случаев (т.н. «case study»). Так, например, COSMO-CLM использовалась в качестве компонента совмещённой модели океана-атмосферы COSMO-CLM/NEMO для оценки распределения и динамики температуры воздуха в Северном и Балтийском морях [Van Pham et al., 2014]. Что касается работ, связанных с моделированием опасных явлений погоды, то модель COSMO-CLM использовалась, например, для экспериментов по воспроизведению динамики полярных мезоциклонов [Varentsov et al., 2015] и их статистических оценок на длительном интервале времени [Chen, von Storch, 2013]. Кроме того, региональная модель COSMO-CLM применялась для статистического даунскейлинга штормов над акваторией Западной Европы [Haas, Pinto, 2012].

Перейдем к описанию экспериментов. Их постановка включала в себя выбор конфигурации модели, начальных данных, горизонтального и вертикального разрешения, модельной области, использование технологии даунскейлинга (вложенных сеток).

В данном исследовании в основном применялась следующая схема: горизонтальное разрешение модели – 0.12° , начальные данные – реанализ ERAInterim ($\sim 0.75^\circ$), 40 модельных уровней по вертикали, в большинстве случаев использовался даунскейлинг до разрешения 2.8 км. Модельная область охватывала акваторию Баренцева

и части Карского морей и прилегающих акваторий, севера ЕТР. Конфигурация модели – стандартная, с использованием приведённых выше параметров. В каждом эксперименте граничные данные реанализа поступали каждые 6 часов.

Кроме того, для анализа был привлечён эксперимент для периода января 2010 г. с несколько отличными параметрами – областью, включающей Северную Атлантику, Карское море, часть СЛО с горизонтальным разрешением $\sim 0.15^\circ$; даунскейлинг в этом случае не применялся, в качестве начальных и граничных данных использовался реанализ NCEP/CFSR ($\sim 0.5^\circ$) с временным шагом 6 часов.

Перейдём к анализу результатов модельных расчётов по описанным экспериментам. В первую очередь, следует отметить, что во всех случаях динамику процессов синоптического масштаба (циклогенез) модель воспроизвела очень хорошо. Это было выявлено при сравнении результатов моделирования с архивом синоптических карт.

Далее проанализируем воспроизведение мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в каждой ситуации. Рассмотрим случай с экстремальными ветрами 29–30 октября 2000 г. (рис. 10, см. вклейку). В данной ситуации наблюдалось усиление скоростей ветра над южной оконечностью Новой Земли, и в проливе Карские Ворота. Регион находился на северо-восточной периферии мощного циклона, перемещавшегося по югу Баренцева моря (рис. 10 а). Мощные СВ ветры были ориентированы вдоль Карских Ворот, а также инициировали резкие катабатические ускорения и порывы ветра на юго-западном побережье Новой Земли (рис. 10 б, в). Средние скорости ветра в проливе достигали 20 м/с, с порывами до 24–26 м/с. На приведённых картах видна пятнистость поля ветра над островами и прибрежными территориями, а также полосы усиленного ветра над акваториями в Баренцевом море. Очевидно, это возмущения мезомасштаба. На детализированных картах (рис. 10 г, д) также хорошо видны неоднородности поля ветра, по-видимому, связанные с гидродинамическим влиянием суши и ускорением ветрового потока в проливе. Следует обратить внимание, что подобная изменчивость поля ветра по пространству затрудняет непосредственные оценки точности воспроизведения его моделью, даже с горизонтальным разрешением ~ 3 км. Поэтому при оценке качества моделирования необходимо ори-

ентироваться на некоторое среднее значение по площади, соответствующей характерному масштабу распространения частицы, которое можно получить из конкретных значений скорости ветра и 10-минутного интервала осреднения.

Следующая исследованная нами ситуация – 26.01.2002, 12 ч СГВ. Интенсивный циклон перемещался по северу ЕТР, и изобары на его серверной периферии расположились под небольшим углом к береговой линии Кольского полуострова (рис. 11 а, б, см. вклейку). Вкупе со значительным горизонтальным барическим градиентом это вызвало усиление ветра до 22–24 м/с на побережье Баренцева моря, а также до 30 м/с в Белом море. Если рассмотреть более детально окрестности станции Териберка (рис. 11 в, г), то виден очень резкий переход скоростей ветра на границе «суша – море»: с 6 до 12 м/с в средних за 10 минут скоростях, и с 12 до 20 м/с в порывах. Учитывая, что станция Териберка располагается возле залива и крутого холмистого берега, недооценка и занижение моделью реально наблюдавшихся скоростей ветра могут быть обусловлены этими местными условиями. Кроме того, принимая во внимание, что при скорости 12–15 м/с, частица воздуха «пробегаёт» за 10 минут 7–9 км, т.е. как минимум 3 узла сетки модели, можно заключить, что в таком горизонтальном масштабе модель вполне удовлетворительно воспроизводит детализированное поле ветра.

Другая ситуация, наблюдавшаяся 12.12.2013, 06 СГВ, характеризовалась наибольшими скоростями ветра из рассматриваемых и наиболее близко воспроизведёнными моделью. Мощный циклон (с давлением в центре <965 гПа, рис. 12 а, см. вклейку) перемещался с СВ на ЮЗ Баренцева моря, сильно сгущённые изобары располагались квазипараллельно береговой линии. Такое сочетание факторов и длительное сохранение этой ситуации, очевидно, способствовало формированию таких чрезвычайных аномалий скорости ветра (рис. 12 б, в). Причём область максимальных ветров сохранялась на сотни километров от берега, в открытом море. Более детальная карта (рис. 12 г, д) демонстрирует также очень существенный горизонтальный сдвиг ветра через береговую линию: 12–20 м/с в средних скоростях, 26–32 м/с в порывах. В данном случае модель сумела адекватно воспроизвести значения скорости ветра, близкие к реально наблюдавшимся (26 м/с),

с учётом приведённых ранее соображений касательно оценки скорости ветра по площади.

Последний рассмотренный случай относится к эксперименту в рамках воспроизведения волнения в Баренцевом море ([Мысленков, 2015]), поскольку в течение января 2010 г. также отмечались ситуации со значительными скоростями ветра (свыше 20 м/с на станции Малые Кармакулы). Ниже приведены карты за 12.01.2010, 00 СГВ, разрешение модели ~15 км (рис. 13, см. вклейку). Основные максимумы скорости ветра отмечались на западном побережье Новой Земли. Перепады скорости ветра более плавные, что обусловлено более грубым разрешением модели по сравнению с предыдущими случаями, этим же обусловлено и достаточно серьёзное занижение моделью средних скоростей ветра. Таким образом, очевидно, что разрешения модели в 15 км недостаточно, чтобы воспроизводить тонкую структуру поля прибрежного ветра.

Анализ полей осадков, проведённый для рассмотренных случаев, показал, что большинство ситуаций сопровождалось осадками, однако они не носили экстремальный характер, достигая максимума около 2.5 мм/3 ч, а иногда и вовсе были фрагментарными (<1 мм/3 ч).

Основные выводы данного раздела состоят в следующем.

Показано, что функция распределения скорости ветра в климатической глобальной модели ИВМ РАН очень близка к теоретическому распределению Вейбулла и хорошо описывает распределение данных наблюдений. Однако модель не улавливает ситуации экстремального ветра в Арктике, отнесённые к типу «драконы», как в полях приземного ветра, так и ветра на уровне 850 гПа. Поэтому в качестве дополнительного исследования был проведен ряд экспериментов по воспроизведению этих случаев моделью COSMO-CLM. Анализ показал, что динамику объектов синоптического масштаба и общую структуру поля ветра модель воспроизводит хорошо, как с горизонтальным разрешением 13–15 км, так и 2–3 км. Важным обстоятельством является то, что мезомасштабная модель COSMO-CLM оказалась способна воссоздавать над морем и вблизи побережий скорости ветра, приближающиеся к наблюдаемым экстремальным значениям.

На горизонтальном разрешении 15 км модель слабо улавливает тонкую структуру ветрового потока. С разрешением 2.8 км модели удаётся воспроизвести детальное пятнистое поле ветра, обусловлен-

ное, как правило, местными орографическими или динамическими факторами. С одной стороны, модель систематически занижает реально наблюдавшиеся средние значения скорости ветра и порывов на морском побережье до 4–5 м/с. С другой стороны, при таких скоростях перемещения частицы воздуха (15–20 и более м/с) акцентирование на воспроизведении характеристик в конкретной точке не имеет большого физического смысла. Поэтому необходимо рассматривать некоторую площадь в окрестности данной точки, в пределах которой частица успевает переместиться за ~10 минут. Отталкиваясь от таких рассуждений, можно констатировать, что модель воспроизводит скорости ветра вполне адекватно, однако только при конфигурации с высоким пространственным разрешением (менее 5 км).

Что касается задачи по выявлению генетических различий между выделенными типами экстремальных скоростей ветра, то в первом приближении явных отличий выявить не удалось. Частично это связано с недостаточной выборкой рассмотренных случаев. Однако, очевидно, что к появлению подобного рода событий приводит редкое наложение крупномасштабных синоптических факторов (ориентация сильно сгущённых изобар в перемещающихся мощных барических образованиях относительно береговой линии) и ряда местных мезо- и микромасштабных факторов (рельеф, конфигурация береговой линии и др.). Можно предположить, что дальнейшие исследования большего числа случаев позволят лучше оценить и понять генетические различия, выявленные статистическим анализом. В перспективе дальнейших исследований генезиса экстремальных скоростей ветра, таких как «чёрные лебеди» и «драконы», в Арктике необходимо ориентироваться на негидростатические модели высокого разрешения с использованием технологии даунскейлинга.

Литература

- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в XIX–XXI веках. // Известия РАН, физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. №4. С. 379–400.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М., 2014. 58 с.
- Голицын Г.С.* Статистика и динамика природных процессов и явлений. М., URSS. 2013. 398 с.

- Кислов А.В., Матвеева Т.А., Платонов В.С. Экстремумы скорости ветра в Арктике. // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2015. №2.
- Матвеева Т.А., Гущина Д.Ю., Золина О.Г. Крупномасштабные индикаторы экстремальных осадков в прибрежных природно-экономических зонах европейской территории России // *Метеорология и гидрология*, 2015. № 11. С.20–32.
- Методы и средства статистической обработки и анализа информации об обстановке в Мировом океане на примере гидрометеорологии. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2009. 416 с.
- Мысленков С.А., Платонов В.С., Торопов П.А., Шестакова А. А. Численное моделирование штормового волнения в Баренцевом море с помощью модели SWAN на основе полей ветра COSMO-CLM и WRF-ARW. // *Вестник моск. ун-та. Серия 5. География*. 2015. №6.
- Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. – СПб: Гидрометеоздат, 2001. 330 с.
- Рузмайкин А. Климат как игра случая // *Успехи физических наук*, 2014. Т.184. № 3. С. 297–311.
- Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского морей / Ред. Л.И. Лопатухин, А.В. Бухановский, А.Б. Дегтярев, В.А. Рожков. – СПб.: Российский морской регистр судоходства, 2003. 213 с.
- Badger J., Frank H., Hahmann A. N., Giebel G. Wind-Climate Estimation Based on Mesoscale and Microscale Modeling: Statistical–Dynamical Downscaling for Wind Energy Applications. *J. of Appl. Met. and Clim.*, Vol. 53, pp. 1901–1919.
- Boehm U., Kuecken M., Ahrens W., Block A., Hauffe D., Keuler K., Rockel B., Will A. CLM – The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. *COSMO Newsletters*, No. 6, 2006. pp. 225–235.
- Brabson B. B., Palutikof J. P. 2000. Tests of the generalized Pareto distribution for predicting extreme wind speeds – *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 39/ N 9, pp. 1627–1640.
- Brasseur O. 2001. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts – *Monthly Weather Review*. Vol. 129. N 1. pp. 5–25.
- Chen F., von Storch H. Trends and Variability of North Pacific Polar Lows. *Advances in Meteorology*, 2013. Article ID 170387. 11 pp.
- Coles S. G., Walshaw D. 1994. Directional modelling of extreme wind speeds – *Applied Statistics*, pp. 139–157.
- Compo G. P., Whitaker J. S. and Sardeshmukh P. D. 2006. Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data – *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 87. N 2. pp. 175–190.
- Compo G. P., Whitaker J. S., P. D. Sardeshmukh, Matsui N., Allan R. J., Yin X., Gleason B. E., Vose R. S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S., Brunet M., Crouthamel R. I., Grant A. N., Groisman P. Y., Jones P. D., Kruk M. C., Kruger A. C., Marshall G. J., Mauerger M., Mok H. Y., Nordli Ø., Ross T. F., Trigo R. M., Wang X. L., Woodruff S. D.

- and Worley S. J.* 2011. The twentieth century reanalysis project. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 137. N654. pp. 1–28. DOI: 10.1002/qj.776.
- Cook N. J.* 1985. The Designer's Guide to wind loading of building structures. Part 1: Background, damage survey, wind data and structural classification. – London, Building Research Establishment, Garston and Butterworths, 371 p.
- Dosio, A., H.-J. Panitz, M. Schubert-Frisius and D. Lüthi.* Dynamical downscaling of CMIP5 global circulation models over CORDEX-Africa with COSMO-CLM: evaluation over the present climate and analysis of the added value. *Clim. Dyn.*, 2015. Vol. 44. Issue 9–10. pp. 2637–2661.
- Fisher R. A., Tippett L. H. C.* 1928. Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. – Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, Cambridge University Press. Vol. 24. N 02. pp. 180–190.
- Fowler, H. J., M. Ekstrom, C. G. Kilsby, and P. D. Jones,* 2005: New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 1: Assessment of control climate. *J. Hydrol.*, 300, 212–233.
- Frehlich R., Sharman R.,* 2008. The use of structure functions and spectra from numerical model output to determine effective model resolution. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 136. pp. 1537–1553.
- Giorgi F, Jones C., Asrar Gh.R.* Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin* 58 (3) – July 2009. pp. 175–183.
- Gnedenko B.* 1943. Sur la distribution limite du terme maximum d'une serie aleatoire. – *Annals of mathematics*, pp. 423–453.
- Gusella V.* 1991. Estimation of extreme winds from short-term records. – *Journal of Structural Engineering*, 1991. Vol. 117. N 2. pp. 375–390.
- Haas R. and Pinto J.G.* A combined statistical and dynamical approach for downscaling large-scale footprints of European windstorms. *Geoph. Res. Let.* Vol. 39. 123804.
- Hosking, J. R. M., and J. R. Wallis,* 1997: *Regional Frequency Analysis*. Cambridge University Press. 224 pp.
- Hundecha Y., St-Hilaire A., Ouarda T. B. M. J., El-Adlouni S., Gachon P. A.,* 2008. Nonstationary Extreme Value Analysis for the Assessment of Changes in Extreme Annual Wind Speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada. *J. of Appl. Met. And Clim.* Vol. 47. pp. 2745–2759.
- Larsen X. G., Ott S., Badger J., Hahmann A. N., Mann J.,* 2012. Recipes for Correcting the Impact of Effective Mesoscale Resolution on the Estimation of Extreme Winds. *J. of Appl. Met. And Clim.* Vol. 51. pp. 521–533.
- Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.,* 2014. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic. – *Journal of Climate*. Vol. 27. N7. pp. 2588–2606.
- Mladjic B., Sushama L., Khaliq M.N., Laprise R., Caya D., Roy R.,* 2011. Canadian RCM Projected Changes to Extreme Precipitation Characteristics over Canada // *Journal of climate*, 24. 2565-2584. DOI: 10.1175/2010JCLI3937.1

- Palutikof J.P., Brabson B.B., Lister D.H. and Adcock S.T.*, 1999. A review of methods to calculate extreme wind speeds. – Meteorological applications. Vol. 6. N 02. pp. 119–132.
- Ritter B. and Geleyn J.-F.*, 1992. A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations. *Mon. Wea. Rev.* 120, pp. 303–325.
- Skamarock, W. C.*, 2004. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 132, pp. 3019–3032.
- Sornette D.*, 2009. Dragon-Kings, Black Swans and the prediction of crises. – *International Journal of Terraspace Science and Engineering*, N 2 (1). PP. 1–18.
- Stegall S. T., Zhang J.*, 2012. Wind Field Climatology, Changes, and Extremes in the Chukchi–Beaufort Seas and Alaska North Slope during 1979–2009. *J. of Climate*. Vol. 25. PP. 8075–8089.
- Taleb N. N.*, 2010. The black swan: The impact of the highly improbable fragility. New York, Random House, 300 p.
- Taylor K. E., Stouffer R. J. and Meehl G. A.*, 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. – *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 93. N 4. PP. 485–498.
- Tiedtke M.*, 1989. A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Mon. Wea. Rev.* 117, PP. 1779–1800.
- Van Pham T., Brauch J., Dieterich C., Frueh B., Ahrens B.*, 2014. New coupled atmosphere-ocean-ice system COSMO-CLM/NEMO: assessing air temperature sensitivity over the North and Baltic Seas. *Oceanologia*, 56 (2). PP. 167–189. doi:10.5697/oc.56-2.167.
- Varentsov M., Verezemskaya P., Baranyuk A., Zabolotskikh E. and Repina I.*, 2015. Investigation of polar mesocyclones in Arctic Ocean using COSMO-CLM and WRF numerical models and remote sensing data. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 17, EGU2015-7631.
- Vinoth J., Young I. R.*, 2011. Global Estimates of Extreme Wind Speed and Wave Height. *J. of Climate*. Vol. 24. PP. 1647–1665.
- Zolina O., Simmer C., Belyaev K., Kapala A., Gulev S.*, 2008. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges // *J. of Hydrometeorology*, doi: 10.1175/2008JHM1055.1.
- Yin J. H., G. W. Branstator*, 2007. Extremes in global climate models. – *Extreme Events, Proceedings «Aha Huliko» a Hawaiian Winter Workshop, of Hawaii at Manoa, January 23–26*. PP. 67–72.
- Yin J. H. and Branstator G. W.*, 2008: Geographical Variations of the Influence of Low-Frequency Variability on Lower-Tropospheric Extreme Westerly Wind Events. *J. Climate*, 21. PP. 4779–4798.