

Оценка качества воспроизведения полярных мезоциклонов по данным реанализов и результатам регионального климатического моделирования

М.И. Варенцов^{1,2}, П.С. Вerezемская^{3,4}, Е.В. Заболотских⁵, И.А. Репина^{1,6}

¹*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия
mvar91@gmail.com*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Москва, 119991, Россия*

³*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, 119991, Россия*

⁴*Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117218, Россия*

⁵*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 195196, Россия*

⁶*Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*

Полярные мезоциклоны являются важным составляющим климатической системы полярных регионов. Но из-за относительно небольших размеров и короткого времени жизни их идентификация, анализ и изучение на основе стандартной синоптической информации и продуктов глобального реанализа затруднены. В настоящей работе с использованием спутниковых данных в различных спектральных диапазонах проводится оценка качества воспроизведения структуры и динамики полярных мезоциклонов современными реанализами и региональными климатическими моделями. Используются реанализы NCEP-NCAR, ERA-Interim, MERRA, а также данные регионального арктического реанализа ASR и расчеты с региональной климатической моделью COSMO-CLM. Показано, что разрешения современных реанализов недостаточно для адекватного воспроизведения характеристик полярных погодных мезосистем. Наилучшее соответствие с данными дистанционного зондирования дают результаты динамического даунскейлинга данных реанализа моделью COSMO-CLM с использованием «спектрального притягивания», хотя в отдельных случаях модель может отклоняться от данных наблюдений. Среди реанализов лучшее соответствие показывает региональный реанализ ASR, также являющийся результатом даунскейлинга реанализа региональной моделью. Следовательно, для корректной идентификации мезомасштабных циклонов и оценки их характеристик и траекторий перемещения необходимо совместное использование данных наземных и спутниковых наблюдений, ассимилированных в реанализах, и результатов регионального моделирования с более высоким пространственным разрешением.

Ключевые слова: полярные мезоциклоны, региональное моделирование климата, даунскейлинг, реанализ, мультиспектральное спутниковое зондирование

*Одобрена к печати: 17.06.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-4-168-191*

Введение

Полярными мезоциклонами называют интенсивные мезомасштабные вихри, которые образуются в высоких широтах, как правило, в холодный период года. Образование ПМЦ часто происходит в условиях вторжения холодной воздушной массы со льда на открытую относительно теплую морскую поверхность (Rasmussen, Turner, 2003). Их размеры относительно невелики и составляют от сотни до тысячи километров (характерный масштаб 200–600 км), а время жизни изменяется от нескольких часов до нескольких суток. Интерес к их исследованию объясняется тем, что МЦ имеют взрывной характер формирования и вызывают экстремальные погодные явления (штормовые волнение и ветер, обледенение судов и сооружений, снежные заряды с ухудшением видимости). Кроме того, в зонах интенсивного мезомасштабного циклогенеза они могут вносить значительный вклад в формирование глубинных водных масс (Condrón, Renfrew, 2013). Очаги формирования полярных мезоциклонов существуют в высоких широтах

как северного, так и южного полушарий (Turner et al., 1993). В Северном полушарии основные районы их распространения: моря Бофорта, Норвежское (Wilhelmsen, 1985), Баренцево (Rasmussen, 1985), Гренландское, Лабрадор (Mailhot et al., 1996) Охотское и Берингово моря (Businger, Baik, 1991; Гурвич и др., 2008), залив Аляска (Businger, 1987), также они наблюдаются в Японском море, расположенном значительно южнее основных районов мезоциклогенеза в Атлантическом и Тихом океанах (Yanase et al., 2016). В последние годы, в связи с уменьшением площади ледяного покрова и увеличением продолжительности безледного сезона в морях Восточной Арктики, полярные мезоциклоны стали образовываться и там, где ранее практически не наблюдались: над Карским, Восточно-Сибирским морями и морем Лаптевых (Заболотских и др., 2015).

В связи с небольшим размером и малым временем жизни полярных мезоциклонов их обнаружение и анализ на основе синоптической информации крайне затруднены, а в большинстве случаев – просто невозможны из-за низкой плотности сети метеорологических наблюдений в полярных широтах. По этой причине для изучения полярных мезомасштабных вихрей часто используются данные дистанционного зондирования Земли из космоса, в первую очередь – спутниковые снимки видимого диапазона, на которых полярные мезоциклоны обычно видны как спирали и запятые в облачных полях (Businger, 1985; Rasmussen, Turner, 2003; Blechschmidt, 2008; Noer et al., 2011), хотя встречаются и более сложные облачные структуры мезовихрей (Мохов и др., 2007). Наиболее полную информацию дает мультиспектральный подход к анализу данных спутникового зондирования, позволяющий использовать данные приборов, работающих в различных диапазонах электромагнитного спектра (Гурвич и др., 2008; Заболотских и др., 2010, 2015). Использование спутников, оснащенных активными и пассивными микроволновыми приборами, обладающими более высоким разрешением и широкой полосой обзора, значительно расширило возможности, связанные с получением информации о полярных мезовихрях.

Тем не менее спутниковые данные имеют неравномерное в пространстве и времени покрытие территории, а также неоднородность временных серий наблюдений различных спутников и приборов, вследствие чего они плохо подходят для применения формализованных алгоритмов идентификации и анализа полярных циклонов, в частности, в задачах изучения их климатологии и трендов ее изменения. Гораздо лучше для подобных задач подходят регулярные сеточные данные – различные реанализы или же результаты регионального климатического моделирования (Zahn, von Storch, 2008).

Но современные глобальные реанализы имеют пространственное разрешение, недостаточное для корректного воспроизведения полярных циклонов (Rasmussen, Turner, 2003). Так, в работе (Condrón et al., 2006) показано, что реанализ ERA-40 (40yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis) существенно занижает мезоциклоническую активность в сравнении со спутниковыми данными, позволяя идентифицировать лишь немногим более половины полярных мезоциклонов в северной Атлантике. Реанализ ERA-Interim несколько лучше с точки зрения идентификации

ПМЦ, однако в нем существенно занижается скорость ветра в подобных вихрях (Laffineur et al., 2014; Zappa, Shaffrey, Hodges, 2014).

Существенно улучшить качество воспроизведения полярных мезоциклонов можно с помощью региональных численных моделей атмосферы, способных осуществлять даунскейлинг, то есть детализацию реанализа или результатов расчетов глобальных моделей атмосферы для заданной области с более высоким пространственным разрешением (Chen et al., 2012; Zahn, von Storch, 2008). Для задач даунскейлинга данных реанализа региональными моделями для продолжительных временных периодов в ряде работ (Zahn, von Storch, 2008; Feser, Barcikowska, 2012) отмечается важность применения технологии так называемого «спектрального притягивания» (анг. spectral nudging), которая реализует усвоение крупномасштабных составляющих атмосферной циркуляции не только на боковых границах домена, но и внутри области моделирования, не позволяя региональной модели далеко «уходить» от реалистичных условий атмосферной циркуляции, что гарантирует учет при моделировании крупномасштабных особенностей погоды и климата (von Storch et al., 2000, Зарипов, 2010).

В настоящей работе рассматривается реализация подобной технологии с использованием региональной климатической модели COSMO-CLM, осуществляющей даунскейлинг реанализа ERA-Interim. Целью исследования является оценка адекватности воспроизведения мезоциклонов данной моделью в сравнении с исходными данными реанализа ERA-Interim и других современных реанализов относительно данных мультисенсорного спутникового зондирования. Для этого анализируются конкретные случаи наблюдения полярных циклонов в Северной Атлантике, а также в акваториях Карского моря и моря Лаптевых, где появление мезоциклонов отмечается лишь недавно и для которых подобных исследований ранее не проводилось.

Данные и методы

Данные дистанционного зондирования

Для анализа полей ветра в районах развития полярных мезоциклонов были использованы данные о модуле скорости и направлении приводного ветра (приведенные к «стандартному» уровню 10 м), восстановленные по спутниковым наблюдениям. Во-первых, это данные пассивных микроволновых радиометров AMSR-E (2002–2011 гг.) и AMSR2 (2012 г. – н.в.), установленных на спутниках AQUA и GCOM-W1 соответственно (Wentz, Meissner, 2007). В дополнение использовались данные о скорости и направлении приводного ветра, полученные на основе измерений скаттерометров ASCAT (Advanced Scatterometer), установленных на спутниках MetOp-A (данные доступны с 2009 г.) и MetOpB (данные доступны с 2012 г.) (Figa-Saldaña et al., 2002), а также на основе измерений скаттерометра SeaWinds, установленного на спутнике QSCAT (Tsai et al., 2000), данные измерений которого доступны для периода 1999–2009 гг. Пространственное разрешение данных AMSR-E и AMSR2 зависит от частоты измерений в канале, а дискретность измерений

составляет 10 км. Разрешение данных скаттерометра QuickSCAT – 12,5 км, данных скаттерометра ASCAT – 12,5 км и 25 км для MetOp-A и MetOp-B соответственно.

Используемые данные находятся в открытом доступе на сайте PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Data Center, <https://podaac.jpl.nasa.gov/>) Национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства США (NASA). Для анализа использовались данные второго уровня представления результатов обработки измерений, содержащие двумерные поля анализируемых параметров, соответствующие сканируемым прибором полосам для каждого отдельного витка спутника.

Кроме того, для идентификации мезоциклонов использовались спутниковые изображения облачности в ИК диапазоне спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, 31 канал, разрешение 1 км в надире), полученные с веб-сайта LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System, https://ladsweb.nascom.nasa.gov/browse_images/).

Данные реанализов

Для сравнения с данными спутниковых наблюдений были использованы данные глобальных реанализов NCEP-NCAR, ERA-Interim, MERRA, а также данные регионального арктического реанализа ASR (Arctic System Reanalysis). Ключевые характеристики реанализов представлены в *табл. 1*.

Таблица 1. Характеристики используемых реанализов

<i>Реанализ</i>	<i>Пространств. разрешение</i>	<i>Временной охват и шаг</i>	<i>Схема усвоения данных</i>	<i>Ссылка</i>
NCEP-NCAR Национального центра прогнозов окружающей среды (NCEP) и Национального центра атмосферных исследований США (NCAR)	2,5° x 2,5°	1948 г. – н.в., каждые 6 ч.	3D VAR	http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep_reanalysis.html (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001)
ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF)	0,75° x 0,75°	1979 г. – н.в., каждые 3 ч.	4D VAR	http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/ (Dee et al., 2011)
MERRA (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications), NASA	0,5° x 0,667°	1979 г. – н.в. 1 ч.	GMAO, Ассимиляция спутниковых данных системы GEOS	http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/FTPSubset.pl (Rienecker et al., 2011)
ASR (Arctic System Reanalysis)	30x30 км	2000–2012 гг. 3 ч.	HRLDAS	http://rda.ucar.edu/datasets/ds631.0/ (Bromwich et al., 2009; Hines et al., 2011; Hines, Bromwich, 2008; Wilson et al., 2012)

Дополнительно необходимо отметить, что Arctic System Reanalysis (ASR) – региональный реанализ, полученный с помощью динамического даунскейлинга глобального реанализа ERA-Interim моделью PWRF (Polar Weather Forecast Model) с использованием оптимизированной для Арктики системы усвоения данных для охватывающего большую часть северного полушария домена (Bromwich et al., 2009; Hines et al., 2011; Hines, Bromwich, 2008; Wilson et al., 2012).

Для корректного сравнения данных реанализов со спутниковыми наблюдениями все они были приведены к единому временному шагу, равному трем часам. Для этого данные реанализы NCEP-NCAR, доступные для 6-часовых сроков, были линейно интерполированы для недостающих трехчасовых сроков.

В реанализе ERA-Interim для четырех основных 6-часовых сроков (0, 6, 12, 18 UTC) использовались данные анализа, для сроков 3 и 15 UTC использовались данные прогноза на 3 часа от 0 и 12 UTC соответственно, а для сроков 9 и 21 UTC – данные прогноза на 9 часов от 0 и 12 UTC соответственно.

Численные эксперименты с региональной климатической моделью COSMO-CLM

Для детализации данных реанализа использовалась региональная мезомасштабная негидростатическая модель атмосферы COSMO-CLM (Böhm et al., 2006) – климатическая версия модели COSMO, разрабатываемая одноименным консорциумом (Consortium for Small-scale Modeling) во главе с немецкой службой погоды DWD (Deutscher Wetter Dienst) и свободно распространяемая для научного использования в рамках сообщества CLM (Climate Limited-area Modelling Community, www.clm-community.eu). Для трех регионов (Норвежское и Баренцево моря, Карское море и море Лаптевых) использовались модельные домены размером примерно 3500 км на 2400 км по широте и долготе соответственно – 320x240 узлов сетки с разрешением примерно 11 км, или 0,1° в повернутой географической системе координат (Böhm et al., 2006). По вертикали задавалось 40 модельных уровней. Для задания боковых граничных условий региональной модели, а также нижних граничных условий на поверхности океана использовался реанализ ERA-Interim. Инициализация модели осуществлялась не менее чем за месяц до анализируемого случая наблюдения мезоциклона, что позволяло минимизировать зависимость результатов моделирования от начальных условий (Chen et al., 2012). Шаг модели по времени составлял 75 секунд, дискретность выходных данных – 3 часа. Вычисления проводились на суперкомпьютере «Ломоносов» МГУ имени М.В. Ломоносова (Sadovnichy et al., 2013).

Для каждого региона было проведено по два эксперимента – с включенной опцией «спектрального притягивания» и без нее. Как было отмечено выше, эта опция включает усвоение крупномасштабных составляющих атмосферной циркуляции по данным базовой модели (в нашем случае – реанализа) внутри области моделирования (von Storch et al., 2000). При этом выделение крупномасштабных особенностей метеорологических полей региональной модели и реанализа осуществляется на основе их разложения в двумерный

ряд Фурье, для заданного числа первых членов которого по каждой из осей реализуется усвоение данных реанализа в региональной модели. В проведенных численных экспериментах эти числа были подобраны таким образом, чтобы обеспечить усвоение данных для масштабов крупнее 500 км.

Сравнение данных реанализов, моделирования и дистанционного зондирования

Серия мезоциклонов над Норвежским и Баренцевым морями в марте 2013 года

В период с 29 марта по 1 апреля 2013 года в регионе Норвежского и Баренцева морей наблюдалось четыре полярных мезоциклона, причем три из них – одновременно, что можно считать уникальным случаем даже для этой части мирового океана, известной высокой частотой возникновения подобных вихрей (Zahn, von Storch, 2008; Blechschmid, 2008; Мохов и др., 2007; Луценко, Лагун, 2013). Они сформировались в тылу окклюдирующего циклона синоптического масштаба, центр которого 29–30 марта располагался между севером Скандинавского полуострова и Шпицбергенем. На спутниковых снимках облачности MODIS за 12:20 и 12:25 UTC 30 марта (рис. 1) хорошо идентифицируются первые три мезоциклона. Наиболее крупный из них, расположенный на снимках к востоку от Исландии (далее МЦ1), сформировался в зоне сильных температурных градиентов – вторичной бароклинной зоне, проходящей над Датским проливом, за счет механизма «мгновенной окклюзии» (Rasmussen, Turner, 2003) и стремительно двигался на восток, за два дня пересек Норвежское море и 31 марта обрушился на побережье Норвегии; два мезоциклона меньшего размера, на снимке расположенные восточнее (далее МЦ2 и МЦ3), развились из скоплений кучево-дождевых облаков на фронте окклюзии циклона синоптического масштаба (Веземская, Степаненко, 2014) и также двигались на восток, но со значительно меньшей скоростью.

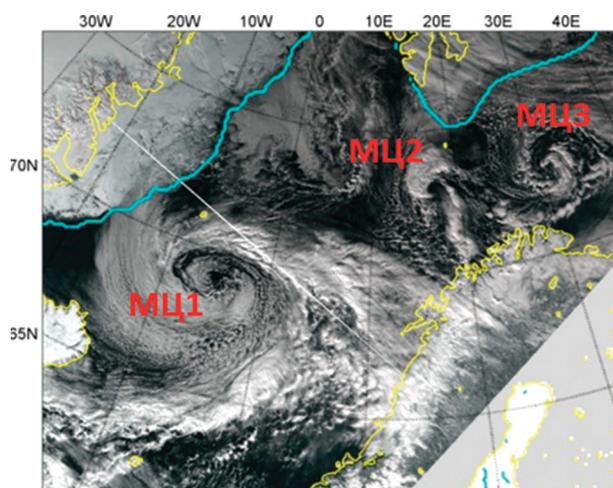


Рис. 1. Снимки облачности MODIS за 12:20 и 12:25 UTC 30 марта 2013 года. Голубой линией показана граница морского льда по данным реанализа ERA-Interim.

Области высоких скоростей ветра, соответствующие трем мезоциклонам, хорошо видны по данным радиометра AMSR2 и скаттерометра ASCAT (рис. 2, 3). В МЦ1 максимальная скорость ветра достигала 20 м/с, МЦ2 и МЦ3 – 15–18 м/с. Но сравнение полей скорости ветра и атмосферного давления, приведенного к уровню моря, по данным рассматриваемых реанализов и расчетов модели COSMO-CLM показывает их существенные различия друг от друга и от спутниковых данных. Здесь и далее, если не указано обратного, имеются в виду результаты экспериментов с моделью COSMO-CLM с включенной опцией «спектрального притягивания» (SN). Анализ экспериментов, проведенных без использования данной опции, представлен отдельно.

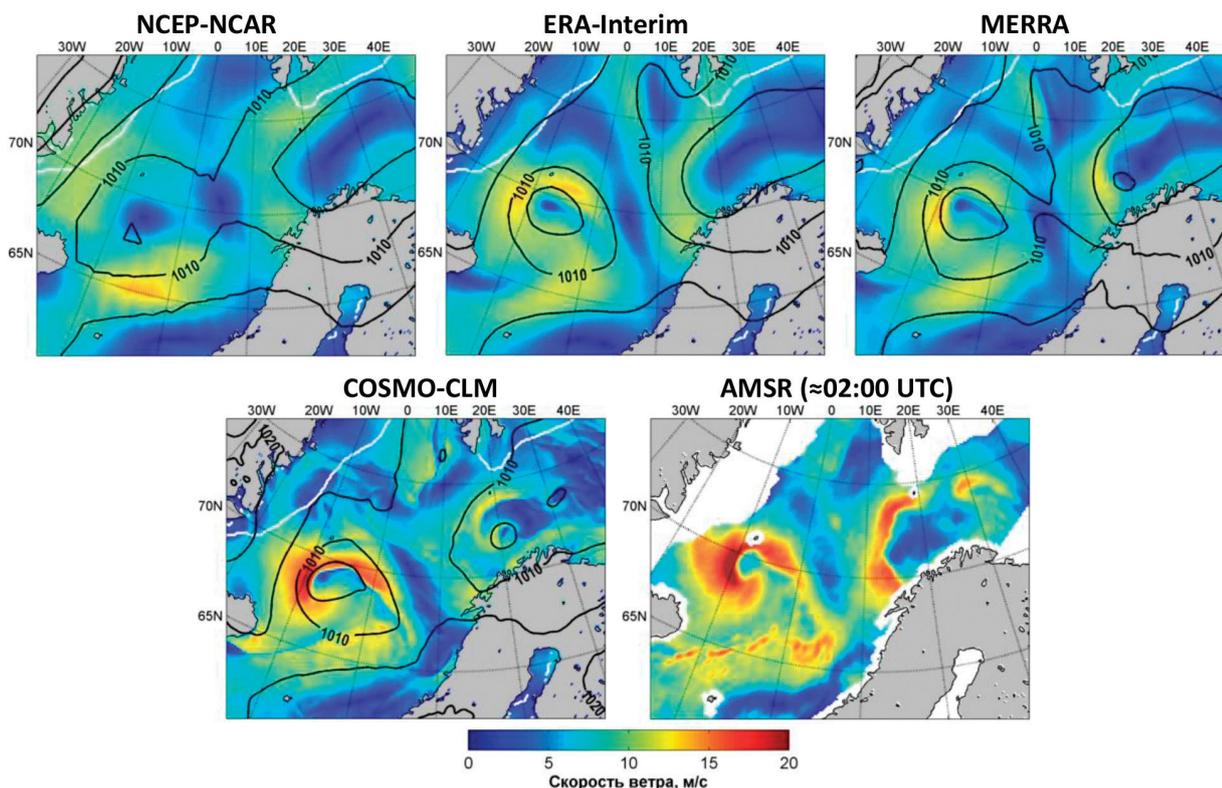


Рис. 2. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и расчетов модели COSMO-CLM за 03 UTC 29 марта 2013 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-2 за ближайший по времени срок. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

По данным реанализа NCEP-NCAR невозможно идентифицировать адекватным образом ни один из трех мезоциклонов из-за грубого пространственного разрешения: МЦ2 и МЦ3 в полях этого реанализа отсутствуют вовсе, в районе расположения МЦ1 присутствует замкнутая изобара и область повышенных до 10–12 м/с скоростей ветра, однако ее местоположение не соответствует данным спутниковых наблюдений. Реанализ ERA-Interim в целом адекватно воспроизводит пространственную структуру поля скорости ветра в МЦ1, существенно занижая ее максимальные значения, а МЦ2 и МЦ3 по его данным также никак не идентифицируются. По данным реанализа MERRA МЦ1 воспроизводится практически так же, как и по данным ERA-Interim, при этом также воспроизводится соответствующая МЦ2 замкнутая изобара и область усиления ветра,

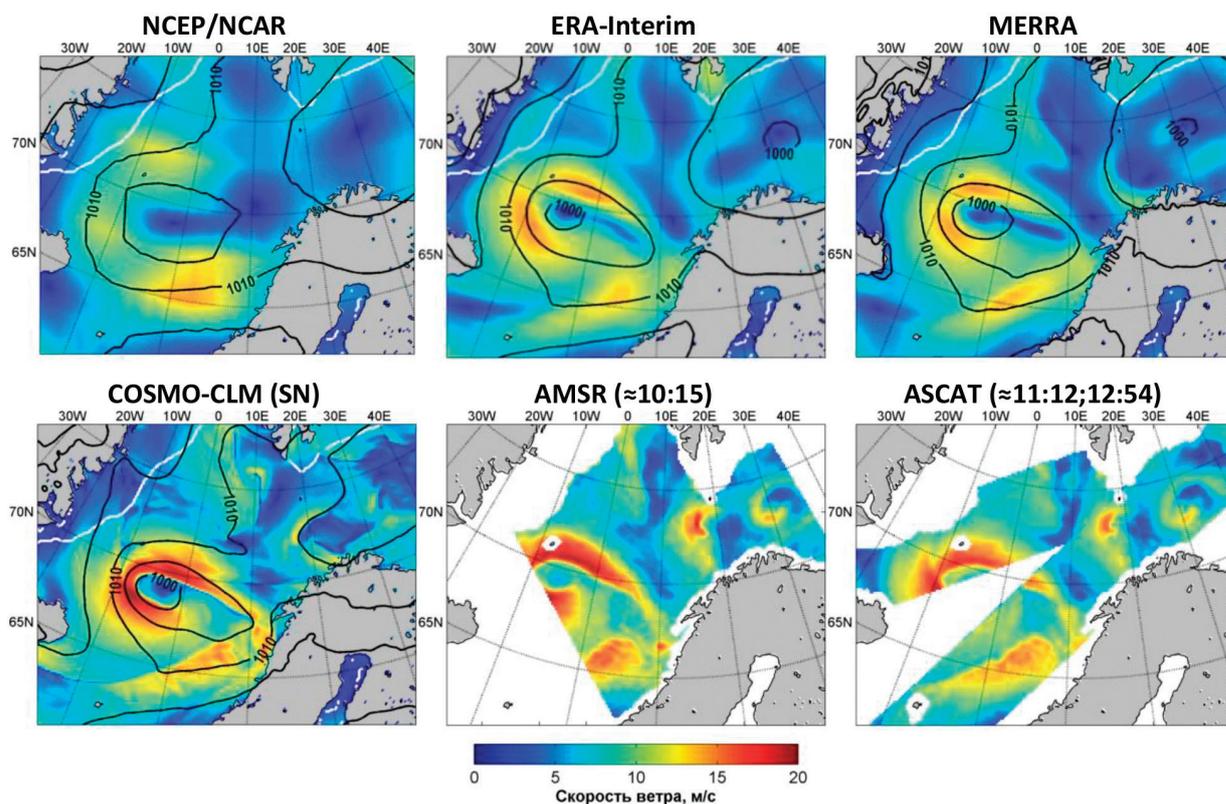


Рис. 3. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 12 UTC 29 марта 2013 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-2 и скатерометра ASCAT за ближайший по времени срок. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

а МЦЗ никак не идентифицируется. Поле скорости ветра и атмосферного давления по данным расчётов модели COSMO-CLM наиболее близко к данным спутниковых наблюдений – для МЦ1 адекватно воспроизводится как пространственная структура поля скорости ветра, так и ее абсолютные значения, также воспроизводятся соответствующие МЦ2 и МЦ3 замкнутые изобары (рис. 2) и области повышенных скоростей ветра. При этом максимальные значения скорости ветра в МЦ2 и МЦ3 несколько занижаются моделью.

В середине дня 31 марта 2013 года МЦ1 достиг побережья Норвегии и вскоре после этого быстро ослабел. МЦ3 также ослаб и практически исчез к этому времени, а МЦ2 продолжал существовать, медленно смещаясь на восток. На спутниковом снимке облачности MODIS за 11:25 UTC 31 марта (рис. 4а) еще прослеживается разрушающаяся облачная система МЦ1 и хорошо видна изменившая свою форму облачная система МЦ2. Ближайшие по времени данные радиометра AMRS2 (10:58 UTC) и скатерометра ASCAT (10:51 UTC) показывают, что скорость ветра в МЦ1 к этому моменту времени в значительной степени уменьшилась, за исключением отдельных небольших «островов» более высоких (до 15 м/с) скоростей, а область высоких скоростей ветра МЦ2 по сравнению с предыдущим днем расширилась (рис. 5).

Также на основе спутникового снимка облачности (рис. 4а) и расчетов модели COSMO-CLM идентифицируется еще один мезоциклон, зародившийся на границе морского льда к северо-востоку от Исландии (МЦ4). Можно предположить, что его зарождение

обусловлено той же вторичной бароклинной зоной, под влиянием которой зародился МЦ1. В течение 31 марта – 1 апреля МЦ4 быстро пересек Норвежское море и подошел к побережью Норвегии севернее Лофотенских островов. На спутниковом снимке облачности MODIS за 12:10 UTC 1 апреля (рис. 4б) хорошо видна облачная структура этого мезоциклона в момент его максимального развития. По данным радиометра AMSR-2 и скаттерометра ASCAT скорость ветра в мезоциклоне МЦ4 в этот момент местами превышала 20 м/с (рис. 6). Мезоциклон МЦ2 к этому времени сдвинулся на юго-запад ближе к побережью и стал заполняться.

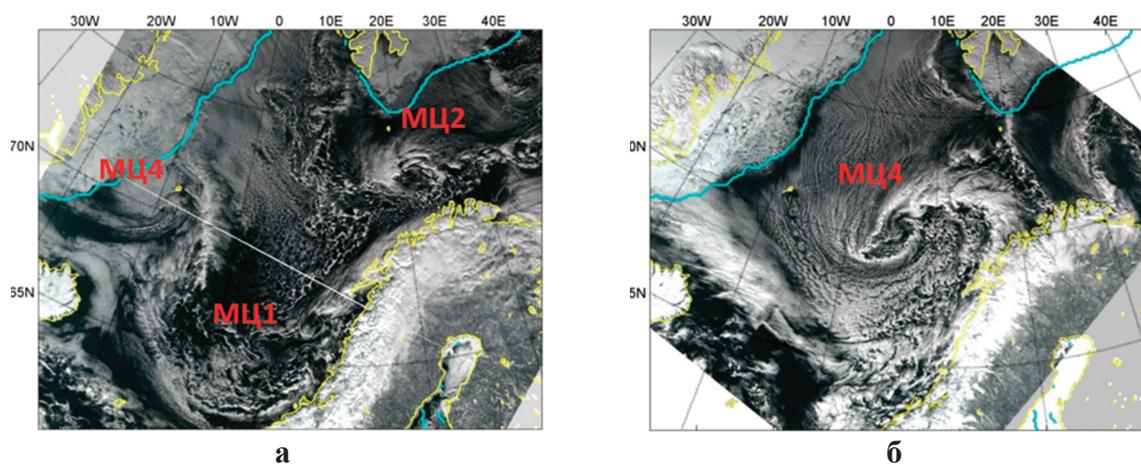


Рис. 4. Снимки облачности MODIS за 11:25 и 11:30 31 марта 2013 года (а), за 12:10 1 апреля 2013 г. (б). Голубой линией показана граница морского льда по данным реанализа ERA-Interim.

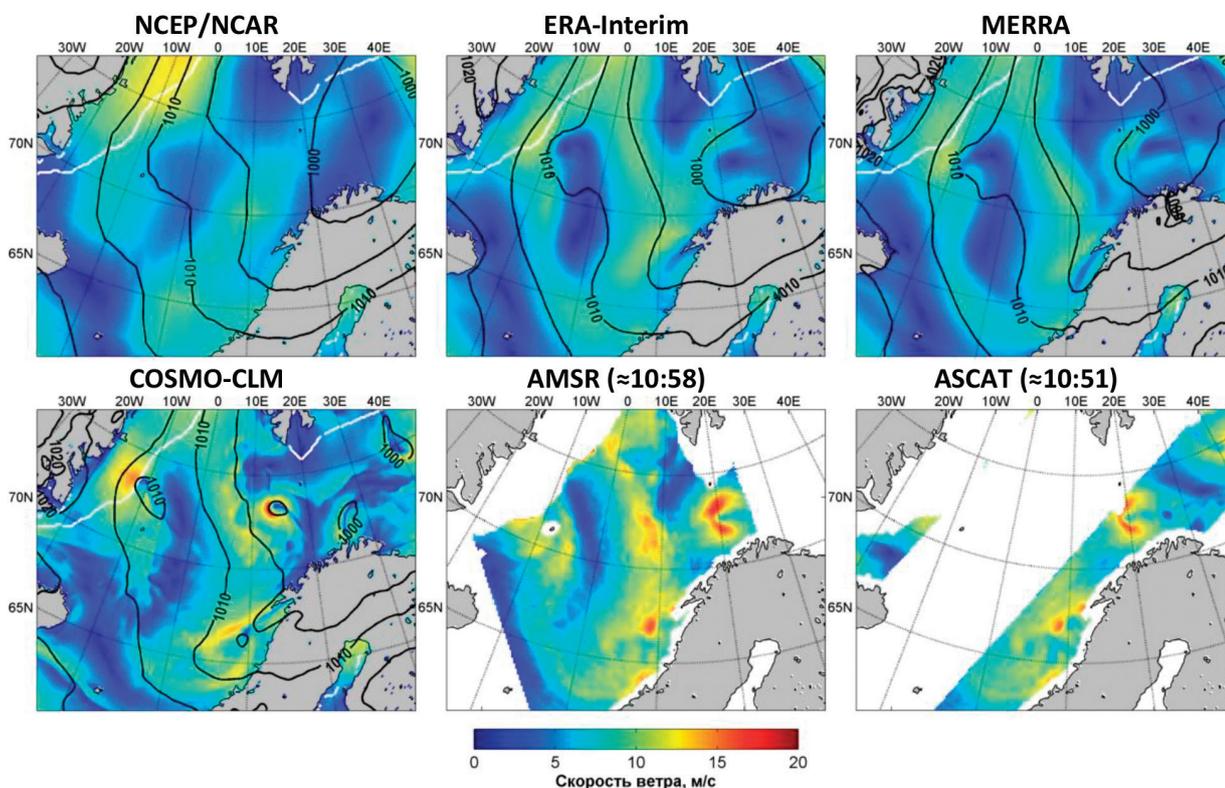


Рис. 5. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 12 UTC 31 марта 2013 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-2 и скаттерометра ASCAT за ближайшие по времени сроки. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

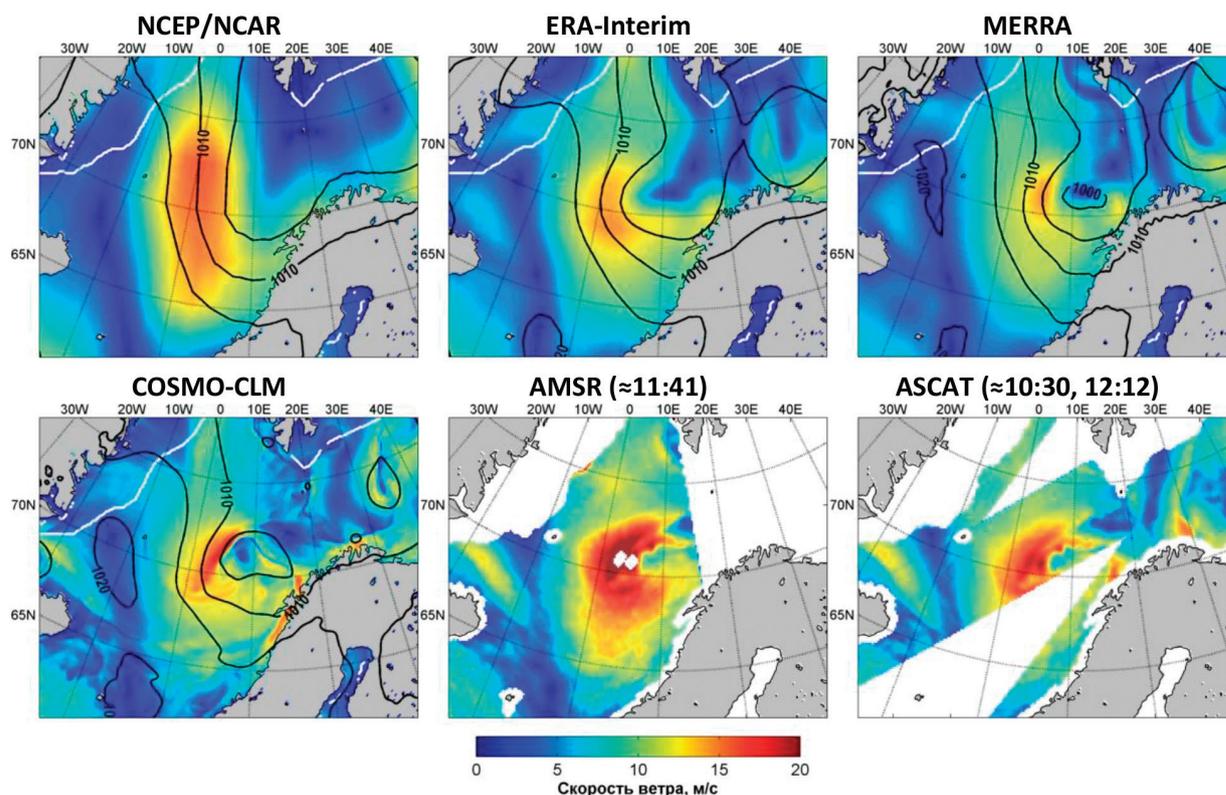


Рис. 6. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 12 UTC 1 апреля 2013 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-2 и скатерометра ASCAT за ближайшие по времени сроки. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

Анализируя данные реанализов и результаты расчётов модели COSMO-CLM за период развития МЦ2 и МЦ4, можно отметить, что для МЦ4 наилучшее соответствие с данными наблюдений снова показала модель COSMO-CLM, которая корректно воспроизвела момент зарождения (рис. 5) и динамику этого вихря, хорошо идентифицируемого по замкнутой изобаре, абсолютные значения скорости ветра и пространственную структуру ее распределения в мезоциклоне (рис. 5, 6). Среди реанализов MERRA и ERA-Interim адекватно воспроизвели пространственную структуру поля скорости ветра, при этом все рассматриваемые реанализы сильно занизили ее абсолютные значения. Соответствующие МЦ4 замкнутые изобары в поле давления по данным ERA-Interim и MERRA также возникли, но значительно позже, чем по данным COMSO-CLM. Мезоциклон МЦ2 в заключительной фазе развития (начиная с 31 марта) не был корректно воспроизведен ни реанализом, ни моделью COSMO-CLM. В реанализах вовсе не прослеживалось никаких мезомасштабных возмущений к северу от мыса Нордкап. В полях модели COSMO-CLM МЦ2 ушел на северо-восток уже вечером 30 марта – значительно быстрее, чем это произошло, а ему на смену пришел еще один небольшой мезоциклон, никак не идентифицируемый по данным дистанционного зондирования. Он возник вечером 30 марта недалеко от границы морского льда на юго-западе от Шпицбергена и в течение одного дня переместился в район Нордкапа, где ослаб и исчез. На рис. 5 показан момент, когда в модельных полях COSMO-CLM видны и уходящий на восток МЦ2, и новый мезоциклон, приходящий ему на смену с северо-запада.

Для получения количественных характеристик сравнения данных различных реанализов и результатов регионального климатического моделирования с данными дистанционного зондирования был рассмотрен ряд параметров.

Во-первых, для каждой отдельной полосы зондирования приборов AMSR2 и ASCAT, охватывающих достаточно большую площадь в пределах региона развития мезоциклонов, был рассчитан коэффициент пространственной корреляции между данными модельных расчётов/реанализа и данными дистанционного зондирования. Для этого все данные были линейно интерполированы на единую сетку, в качестве которой была выбрана модельная сетка COSMO-CLM. Далее, для каждого срока, для которого были доступны данные дистанционного зондирования, проводилась линейная интерполяция данных моделирования/реанализа между ближайшими трехчасовыми сроками (или часовыми для реанализа MERRA). Непосредственно коэффициент корреляции рассчитывался между рядами данных, полученных в результате последовательного обхода всех ячеек сетки, для которых доступны и данные дистанционного зондирования, и реанализа/моделирования. Для этих же рядов данных были рассчитаны величины среднеквадратичной ошибки (RMSE).

Рассчитанные таким образом значения коэффициентов пространственной корреляции и RMSE приведены на *рис. 7*. Видно, что согласно этим формальным критериям, в большинстве случаев наиболее близок к данным дистанционного зондирования реанализ ERA-Interim, несколько хуже – реанализ MERRA и значительно хуже – реанализ NCEP. Для результатов расчётов модели COSMO-CLM характеристики сравнения с данными дистанционного зондирования практически совпадают с аналогичными характеристиками, рассчитанными для данных реанализов ERA-Interim и MERRA; в ряде случаев климатическая модель оказывается несколько хуже. Рассматриваемые показатели, рассчитанные для результатов модельного эксперимента без использования «спектрального притягивания», не приведены на *рис. 7*, но они значительно хуже показателей для всех остальных рассматриваемых данных.

Необходимо отметить, что рассматриваемые величины – коэффициент корреляции и среднеквадратическая ошибка, как и многие другие «традиционные» статистические характеристики, подразумевающие «прямое» сравнение модели и наблюдений для каждой пары точек, далеко не всегда пригодны для оценки качества прогнозов мезомасштабных моделей. Проблема верификации подобных моделей достаточно сложна, для ее решения применяется так называемая «нечеткая логика» – от англ. «fuzzy logic» (Ebert, 2008), позволяющая корректно учесть ситуации, когда модель воспроизводит наблюдаемое метеорологическое явление рядом, но не точно там, где оно наблюдалось, приводящие к большим значениям среднеквадратической ошибки, рассчитанной «прямым» способом. Именно такими ситуациями можно объяснить то, что с точки зрения рассмотренных показателей модель COSMO-CLM местами уступает данным реанализов ERA-Interim и MERRA.

Преимущество результатов регионального климатического моделирования над данными реанализов становится очевидным, если рассмотреть другие показатели,

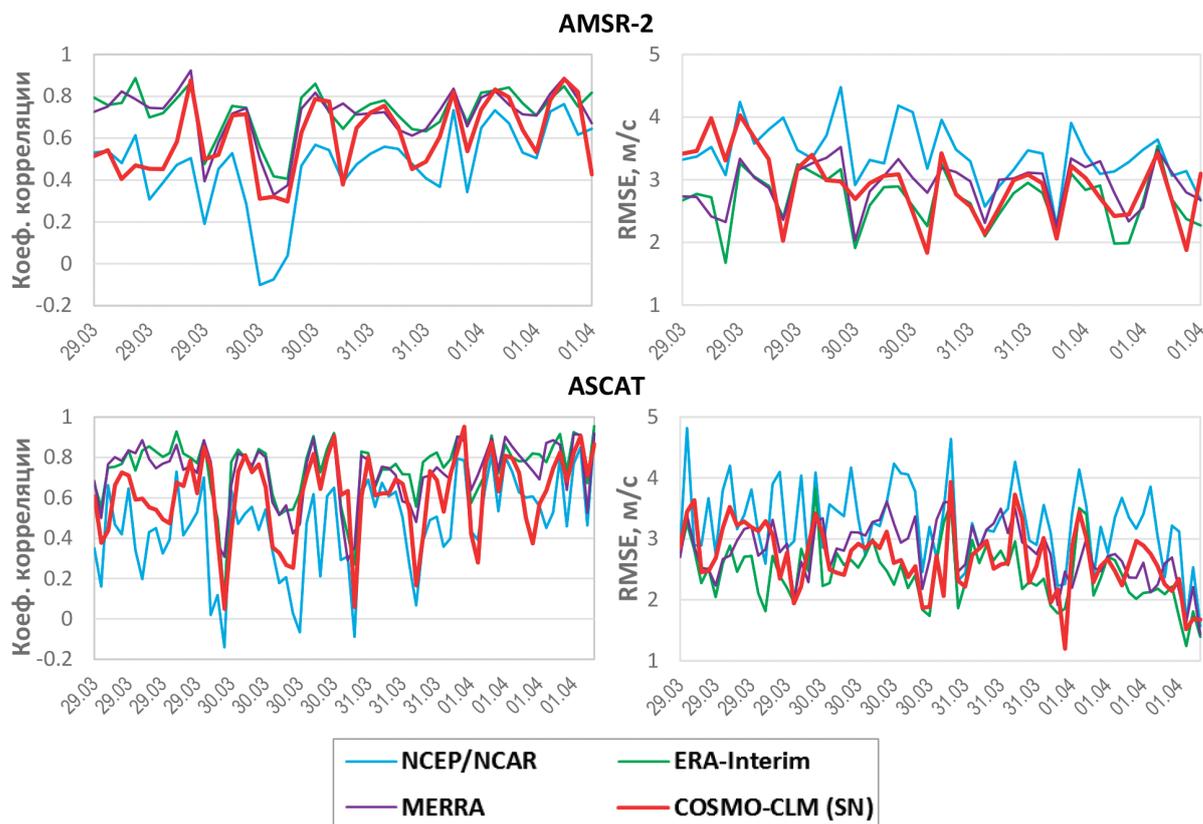


Рис. 7. Значения коэффициента пространственной корреляции и среднеквадратичной ошибки между скоростью приводного ветра по данным реанализов и расчетов модели COSMO-CLM и по данным дистанционного зондирования приборами AMSR-2 и ASCAT за период 29 марта – 1 апреля 2013 г.

допускающие сдвиг модельных полей относительно данных наблюдений. В качестве примера таких показателей была выбрана максимальная (соответствующая квантилю 99%) скорость ветра и площадь, на которой скорость ветра превышает 10,8 м/с, что соответствует сильному ветру по шкале Бофорта. Эти показатели рассчитывались для тех же рядов данных, что и коэффициенты пространственной корреляции и значения RMSE, то есть только для ячеек сетки, для которых доступны данные дистанционного зондирования, отдельно для двух областей – области развития МЦ1 и МЦ4 (20° з.д. – 10° в.д., 65° с.ш. – 75° с.ш.) и области развития МЦ2 и МЦ3 (10° в.д. – 40° в.д., 70° с.ш. – 75° с.ш.).

Сравнение этих показателей для первой области приведено на рис. 8. Видно, что модель COSMO-CLM лучше данных реанализов воспроизводит как максимальную скорость ветра, так и площадь с «сильным» ветром – как в сравнении с данными скаттерометра ASCAT, так и в сравнении с данными радиометра AMSR-2. Относительно данных последнего модель несколько занижает максимальную скорость ветра, что может быть связано с тем, что она завышена алгоритмом восстановления скорости ветра на основе измерений радиометра: для всех рассмотренных временных срезов (рис. 2–3, рис. 4–5) скорость ветра по данным радиометра выше, чем по данным скаттерометра. Для области развития МЦ2 и МЦ3 модель COSMO-CLM не так близка к наблюдениям, как для первой области, но все равно лучше рассматриваемых реанализов.

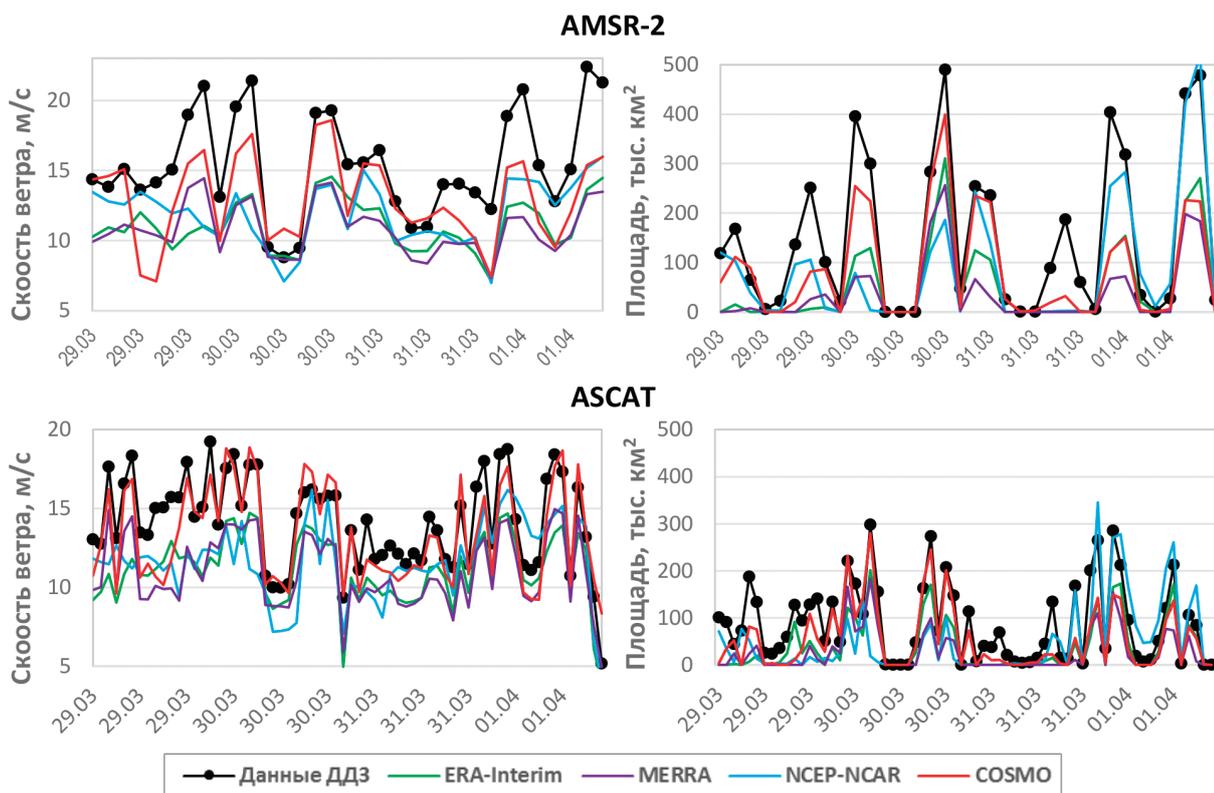


Рис. 8. Значения максимальной (соответствующей квантилю 99%) скорости ветра и площади, на которой наблюдалась скорости ветра более 10,8 м/с в пределах области 20° з.д. – 10° в.д., 65° с.ш. – 75° с.ш. по данным приборов AMSR-2 и ASCAT, реанализов и расчетов модели COSMO-CLM за период 29 марта – 1 апреля 2013 г.

Мезоциклон над Карским морем в сентябре 2008 г.

В последние годы, вследствие изменения сезонного состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана, ареал развития полярных мезоциклонов расширился на регионы, где они ранее не наблюдались, – на Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море (Заболотских и др., 2015). Интересным примером полярного мезоциклона, возникшего над акваторией Карского моря, является случай, наблюдавшийся в период 30 сентября – 2 октября 2008 года. Этот случай примечателен тем, что мезоциклон возник не в тылу циклона синоптического масштаба, как это происходит чаще всего, а в его теплом секторе из-за влияния аномалии потенциального вихря в верхней тропосфере (Вerezemskaya и др., 2015).

Мезоциклон возник 29 сентября над юго-восточной частью Карского моря, вблизи от Енисейского залива, и в течение последующих трех дней оставался практически на одном и том же месте, что хорошо видно по характерной облачной спирали (рис. 9). Скорость ветра в нем, как по данным скаттерометра QSCAT, так и радиометра AMSRE, достигала 12–13 м/с.

Анализ результатов моделирования и данных реанализов показал, что модель COSMO-CLM, а также реанализы ERA-Interim, MERRA и ASR корректно воспроизвели эволюцию вихря во времени и для периода кульминации его развития, местоположение

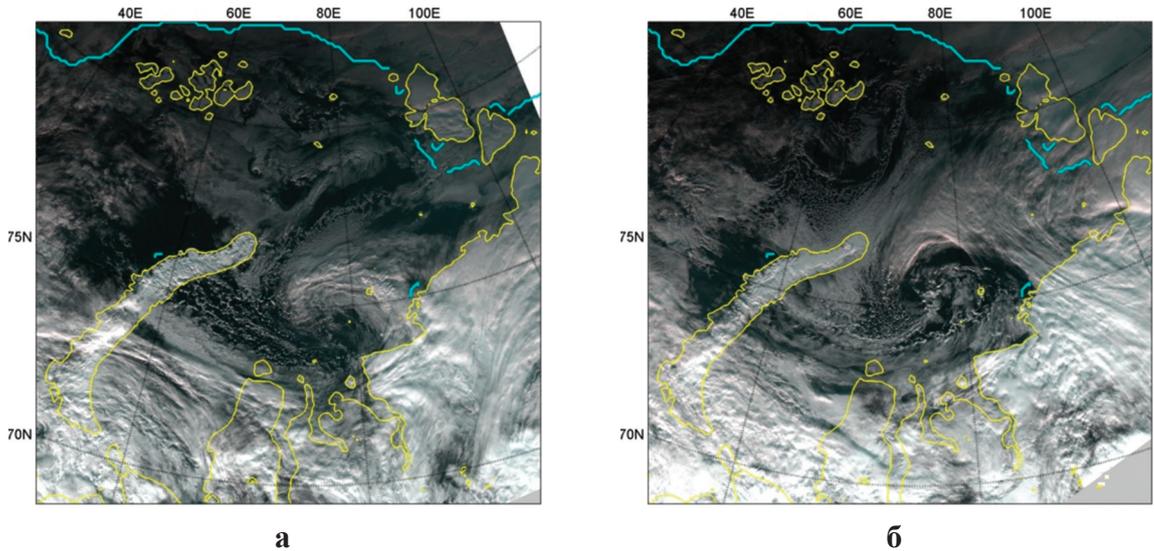


Рис. 9. Снимки облачности MODIS за 07:10 30 октября (а) и 06:15 1 октября 2008 г. (б)
Голубой линией показана граница морского льда по данным реанализа ERA-Interim.

двух связанных с мезоциклоном зон усиления ветра, которые хорошо видны по данным скаттерометра QSCAT и радиометра AMSR-E на рис. 10. При этом все реанализы, кроме ASR, уменьшили наблюдаемые в мезоциклоне скорости ветра. Замкнутые изобары (или почти замкнутые, как на рис. 10) в регионе развития мезоциклона воспроизвела только модель COSMO-CLM.

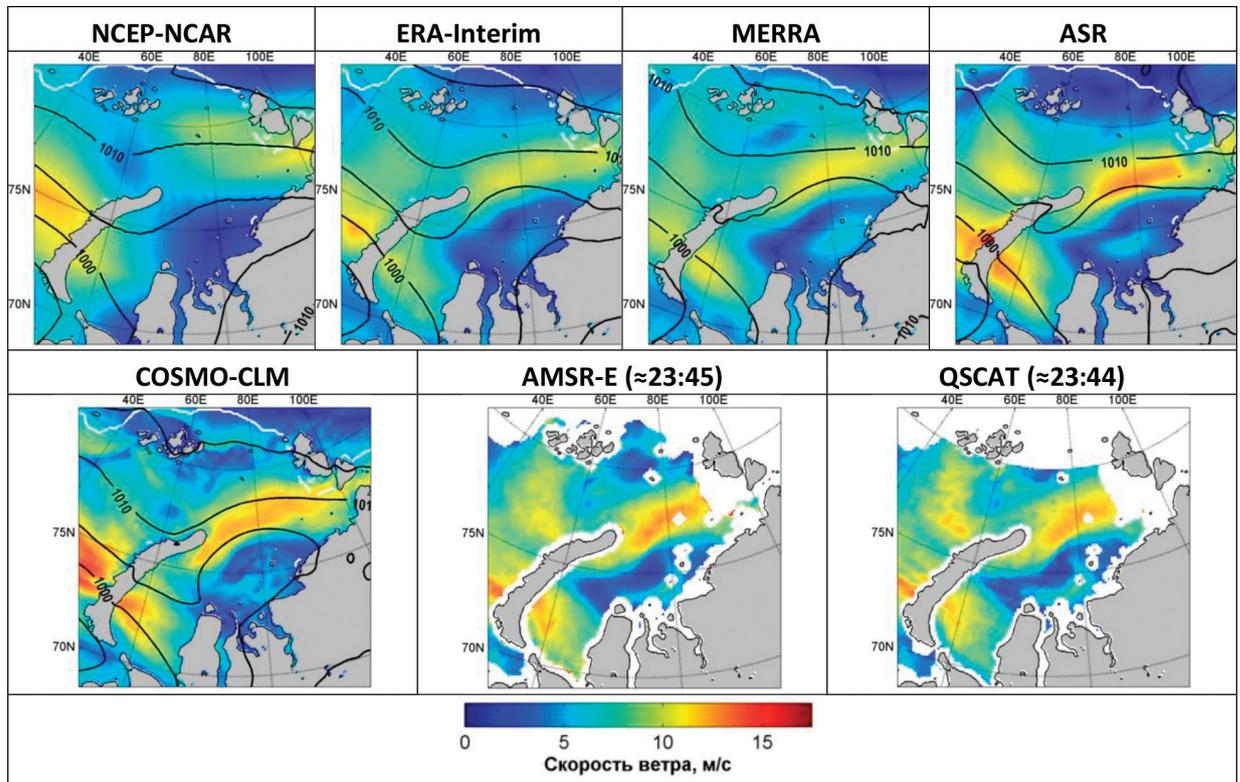


Рис. 10. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 00 UTC 1 октября 2008 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-E и скатерометра QSCAT за ближайшие по времени сроки. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

Расчет значений коэффициентов корреляции и RMSE между данными дистанционного зондирования и данными моделирования/реанализа показал, что в рамках сопоставления этих характеристик ближе всего к данным наблюдений оказывается реанализ ASR, затем следуют ERA-Interim и MERRA, затем – результаты расчетов модели COSMO-CLM, а в наименьшей степени соответствует наблюдениям реанализ NCEP-NCAR. С точки зрения воспроизведения максимальной скорости ветра и площади с «сильным» ветром в регионе развития мезоциклона (в пределах 60° – 100° в.д., 74° – 84° с.ш.) ближе всего к данным наблюдений оказывается региональный реанализ ASR и расчеты модели COSMO-CLM (рис. 11). Последняя лучше всего воспроизводит максимальную скорость ветра, завышая при этом площадь, на которой наблюдается «сильный ветер» по шкале Бофорта.

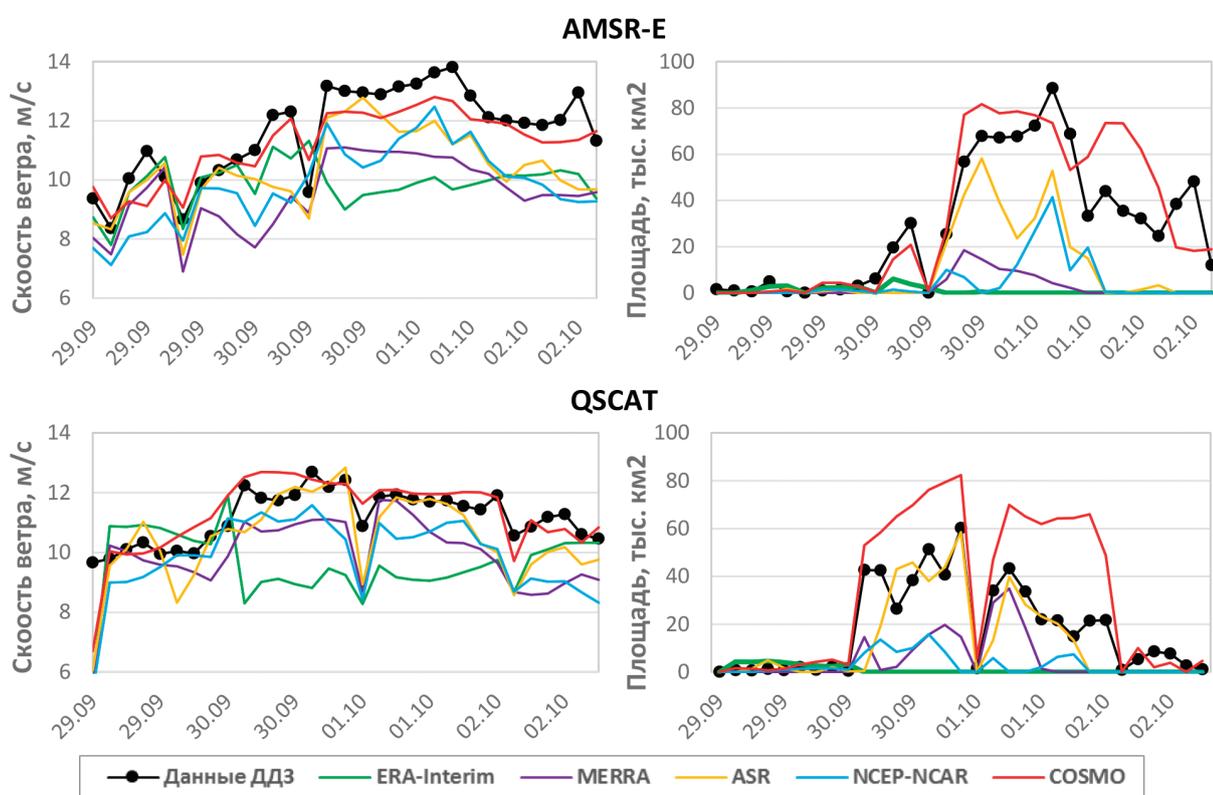


Рис. 11. Значения максимальной (соответствующей квантилю 99%) скорости ветра и площади, на которой наблюдалась скорости ветра более 10,8 м/с в пределах области 60° – 100° в.д., 74° – 84° с.ш. по данным приборов AMSR-E и QSCAT, реанализов и расчетов модели COSMO-CLM за период 29 сентября – 2 октября 2008 г.

Мезоциклон над морем Лаптевых в октябре 2007 г.

Редкий для моря Лаптевых случай возникновения мезоциклона наблюдался 12–13 октября 2007 года. Мезомасштабный вихрь с облачной системой спиральной формы (рис. 12) образовался на рубеже 11 и 12 октября вблизи Новосибирских островов со стороны Восточно-Сибирского моря в передней части приземной барической ложбины, которая

11 октября распространялась на северо-запад от глубокого циклона над Беринговым морем на окончании атмосферного фронта по типу окклюзии (Заболотских и др., 2015). Возникнув, мезоциклон смещался на северо-запад со скоростью примерно 20 км/ч, и в конце суток 12 октября он пересек о-в Котельный и вышел на море Лаптевых, где попал под влияние циркуляции обширного циклона с центром над Карским морем, при этом скорость его перемещения увеличилась до 60 км/ч (Заболотских и др., 2015). К концу дня 13 октября он достиг кромки льда в северной части моря Лаптевых, после чего быстро ослаб.

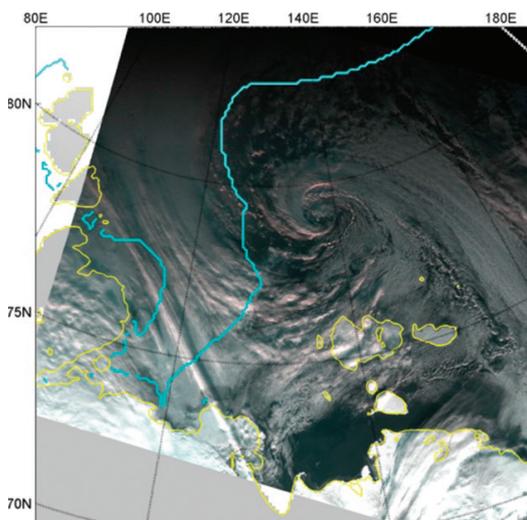


Рис. 12. Снимок облачности MODIS за 02:45 13 октября 2008 г. Голубой линией показана граница морского льда по данным реанализа ERA-Interim.

По причине значительных размеров данного вихря, его возникновение и перемещение относительно неплохо диагностируется как по данным регионального климатического моделирования, так и по данным всех рассматриваемых реанализов, и по полю скорости ветра, и по полю атмосферного давления, в котором прослеживается барическая ложбина и замкнутая изобара (рис. 13, 14). Пространственную структуру поля скорости ветра, в сравнении с ДДЗ, лучше всего воспроизводят реанализы MERRA и ASR, а также модель COSMO-CLM, хуже всего – реанализ NCEP-NCAR (т).

Максимальную скорость ветра в мезоциклоне на пике его развития (начало суток 13 октября), как по данным AMSR-E, так и по данным QSCAT, занижает и модель COSMO-CLM, и все реанализы. При этом максимальную скорость ветра в регионе развития мезоциклона (области 130° – 135° в.д., 70° – 80° с.ш.) и площадь с ветром более 10,8 м/с наиболее близко к данным ДДЗ воспроизводит модель COSMO-CLM и региональный реанализ ASR (рис. 15), а данные NCEP-NCAR и MERRA сильнее всего занижают рассматриваемые характеристики. Но, начиная с 13 октября, рассматриваемый мезоциклон вышел из области обзора скаттерометра QSCAT, поэтому сравнение данных реанализа, модели и скаттерометра для последующего периода на рис. 15 не характеризует качество воспроизведения мезомасштабного вихря.

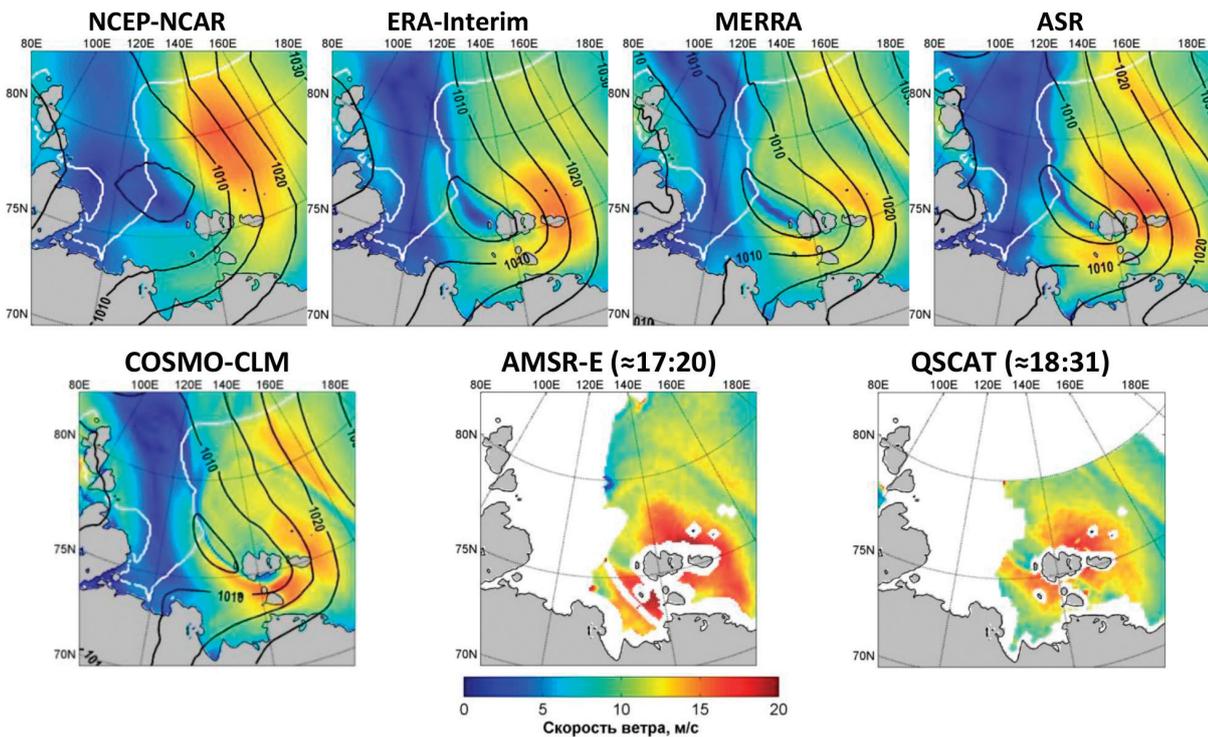


Рис. 13. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 18 UTC 12 октября 2007 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-E и скатерометра QSCAT за ближайшие по времени сроки. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

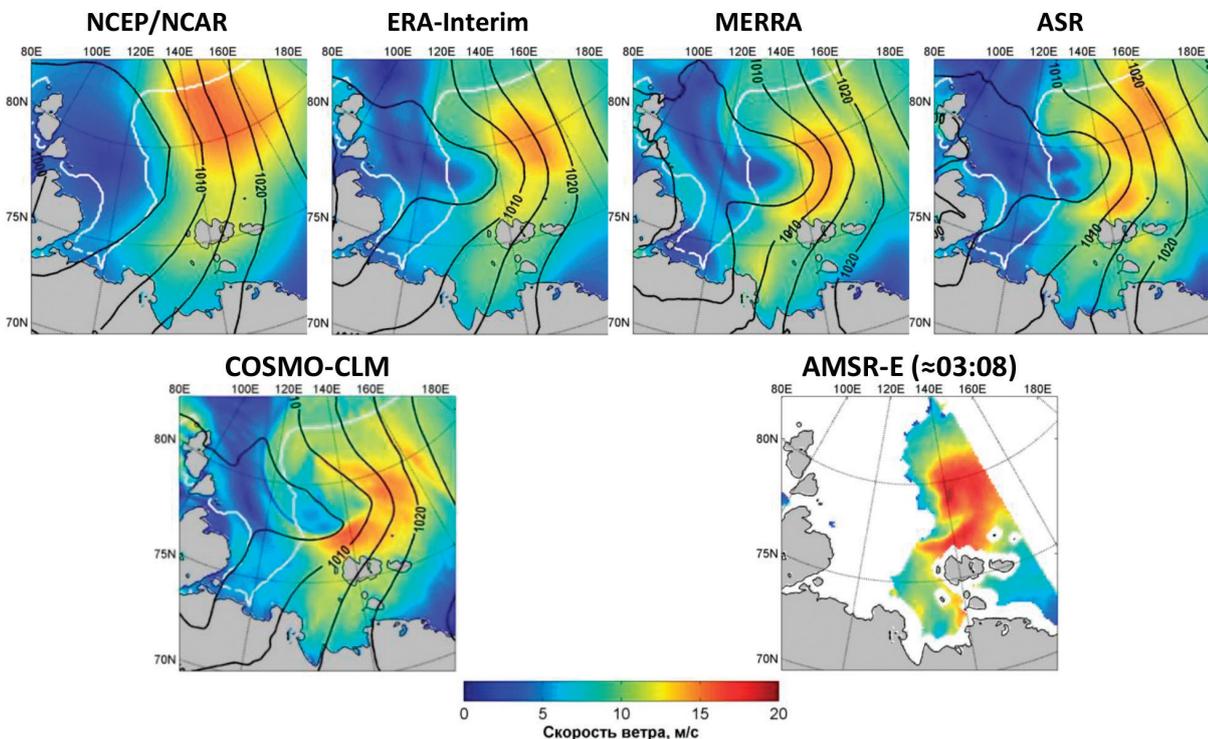


Рис. 14. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным рассматриваемых реанализов и модели COSMO-CLM за 03 UTC 13 октября 2007 г. и поле скорости ветра по данным радиометра AMSR-E за ближайшие по времени сроки. Белая линия обозначает границу морского льда по данным ERA-Interim.

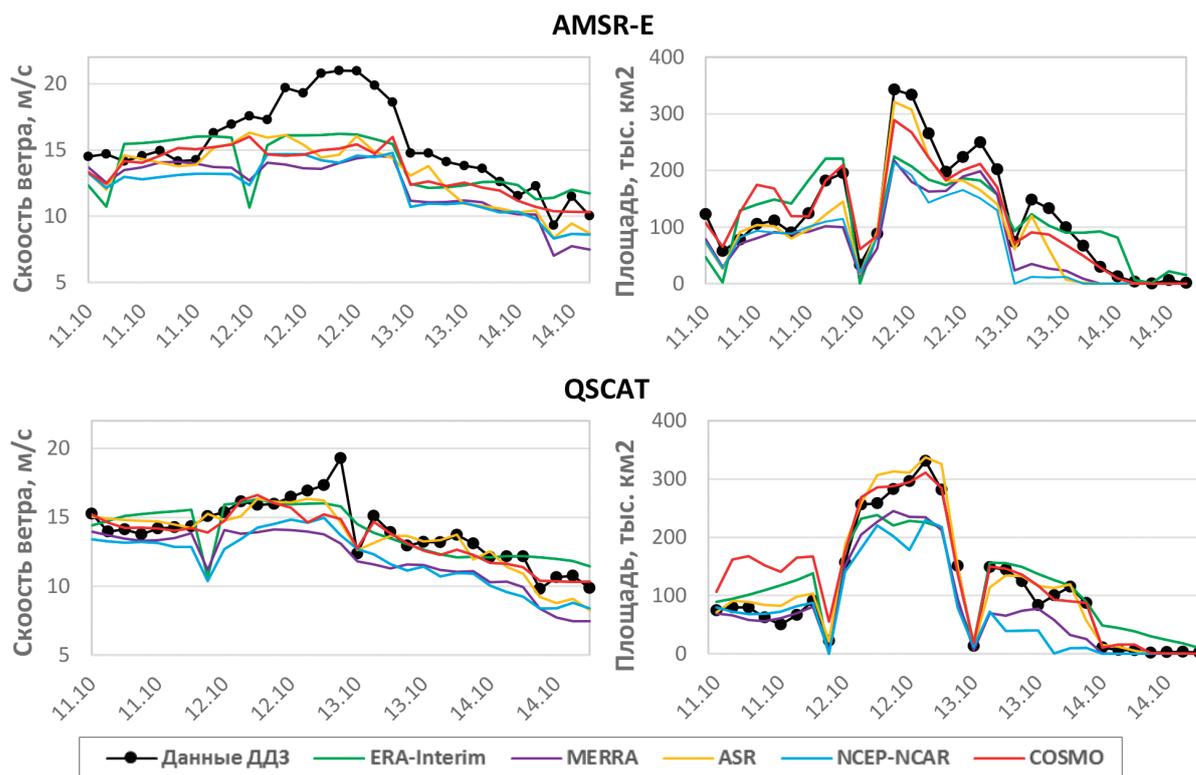


Рис. 15. Значения максимальной (соответствующей квантилю 99%) скорости ветра и площади, на которой наблюдалась скорости ветра более 10,8 м/с в пределах области 130° – 135° в.д., 70° – 80° с.ш. по данным приборов AMSR-E и QSCAT, реанализов и расчетов модели COSMO-CLM за период 11–14 октября 2007 г.

Влияние использования «спектрального притягивания» на результат восстановления динамики мезоциклонов в модели COSMO-CLM

Выше рассматривались и сравнивались с данными реанализа и дистанционного зондирования результаты численных экспериментов с моделью COSMO-CLM с использованием опции «спектрального притягивания» (SN). Это связано с тем, что мезомасштабная динамика атмосферы в численных экспериментах, посчитанных без использования этой области (NSN), кардинально отличается.

Наиболее показателен анализируемый случай наблюдения серии мезоциклонов над Норвежским и Баренцевым морями (рис. 16). Не имея привязки к данным реанализа внутри области моделирования, модель также воспроизвела зарождение МЦ1 примерно в том же месте и в то же время, где он появился по данным наблюдений (к северу от Исландии), однако динамика его развития и траектория движения получились совсем иными. Циклон синоптического масштаба, в тылу которого сформировался МЦ1, имел место в обоих численных экспериментах, однако в эксперименте NSN конфигурация крупномасштабного барического поля искажилась относительно наблюдаемой, в частности, в момент появления МЦ1 наблюдался барический гребень к западу от побережья Норвегии, которого не существовало по данным эксперимента SN и реанализа. В результате МЦ1, обходя этот гребень по его северо-западной периферии, отклонился от траектории,

наблюдавшейся в реальности, и ушел в район Шпицбергена, где, избежав столкновения с побережьем, продолжил существовать в то время, когда реально наблюдавшийся мезоциклон уже ослаб. МЦ2–МЦ4 в столь измененных условиях мезомасштабной циркуляции в эксперименте NSN не возникли, но возникали другие вихри, никак не связанные с реально наблюдавшимися мезоциклонами. Максимальные скорости ветра в эксперименте NSN были выше, чем в эксперименте SN, и наблюдались дольше и на большей площади.

Для случая наблюдения мезоциклона над Карским морем в эксперименте NSN модель не показала мезомасштабный циклон вовсе, воспроизведя в этом месте некое усиление ветра, но безвихревой структуры. Тем не менее для моря Лаптевых динамику мезоциклона оба эксперимента воспроизвели примерно одинаково. Вероятно, это связано с тем, что он перемещался непосредственно по периферии глубокого и обширного циклона, который в случае эксперимента NSN был успешно «передан» региональной модели из реанализа через боковые граничные условия. Интересно, что наблюдаемый в рассмотренных случаях эффект от использования опции «спектрального притягивания» совпадает с эффектом от использования данной опции, отразившемся на особенностях воспроизведения моделью COSMO-CLM траекторий тропических циклонов (Feser, Barcikowska, 2012).

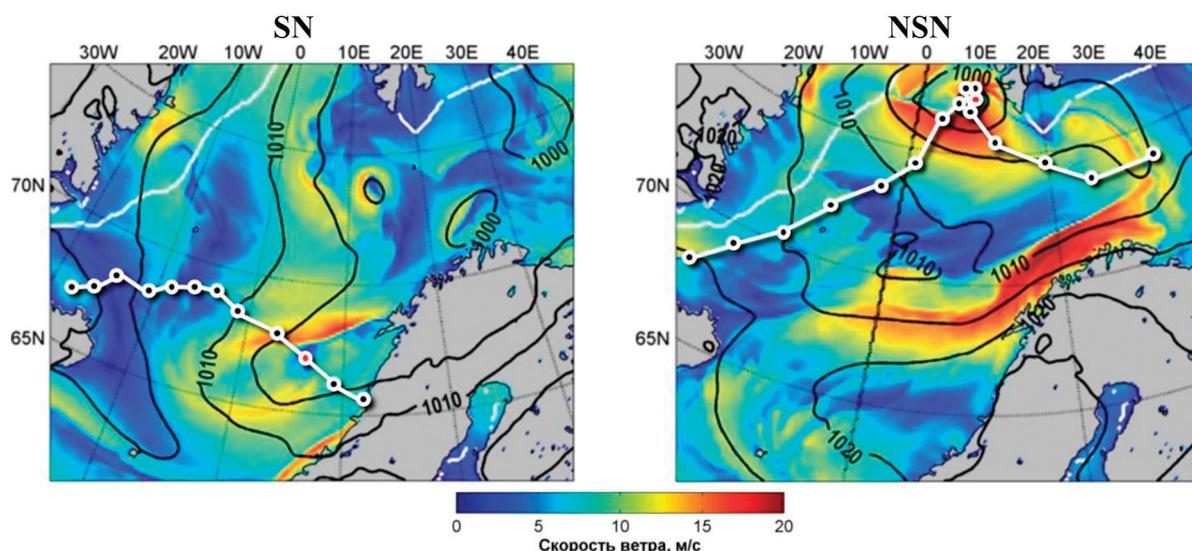


Рис. 16. Поля скорости ветра (м/с) и атмосферного давления (гПа) по данным расчетов модели COSMO-CLM для региона Норвежского и Баренцева морей с использованием опции «спектрального наджинга» (слева) и без нее (справа) за 06 UTC 31 марта 2013 г. Белой линией показана траектория движения центра МЦ1, красной точкой – текущее положение, черными точками – положение его центра в предыдущие и последующие 6-ти часовые сроки

Заключение

Исследование механизмов формирования мезомасштабных полярных циклонов, прогнозирование их возникновения и перемещения крайне важно в связи с развитием хозяйственной деятельности на Арктическом шельфе и эксплуатации Северного морского пути. Сезонное уменьшение площади ледяного покрова в Арктике (Иванов и др., 2013) способствует развитию навигации в регионе, но также создает дополнительные области повышенной штормовой активности, что делает ее прогноз особенно актуальным.

Проведенное в данной работе исследование на основе анализа спутниковой информации показало, что разрешения современных реанализов недостаточно для адекватного воспроизведения характеристик полярных погодных мезосистем. Спутниковый реанализ MERRA хорошо воспроизводит пространственную структуру поля скорости ветра в мезоциклоне, но существенно занижает ее абсолютное значение. Хорошее соответствие с ДДЗ показывают результаты динамического даунскейлинга данных реанализа моделью COSMO-CLM с использованием «спектрального притягивания». А среди реанализов лучшее соответствие показал региональный реанализ ASR, также являющийся результатом даунскейлинга ERA-Interim региональной моделью Polar WRF.

Следовательно, для корректной идентификации мезомасштабных циклонов и оценки их характеристик и траекторий перемещения необходимо совместное использование данных наземных и спутниковых наблюдений, ассимилированных в реанализах, и результатов регионального моделирования с более высоким пространственным разрешением. Причем использование «спектрального притягивания», то есть привязки к данным реанализа внутри области моделирования существенно улучшает результаты прогноза.

Анализ спутниковой информации проведен при поддержке грантов РФФИ №13-05-41443 РГО_а и № 14-05-00959_а. Модельные расчеты проведены при поддержке гранта РФФИ 14-37-00053. Авторы выражают благодарность Дмитрию Чечину за ценные советы и замечания при работе над статьей.

Литература

1. *Вереземская П.С., Степаненко В.М.* Численное моделирование интенсивных полярных мезомасштабных циклонов моделью WRF // Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2014. С. 67–71.
2. *Вереземская П.С., Баранюк А., Степаненко В.М.* Структура и эволюция полярного мезоциклона в Карском море по данным численного моделирования WRF // Труды международной молодежной школы и конференции по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES–2015. Томск, 2015. С. 28–29.
3. *Гурвич И.А., Митник Л.М., Митник М.Л.* Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными морями: исследование на основе спутниковых микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2008. № 5. С. 58–73.
4. *Заболотских Е.В., Митник Л.М., Бобылев Л.П.* Сравнительная оценка существующих и перспективных методов исследования в области мониторинга и прогнозирования мезо-масштабных циклонических вихрей, включая полярные циклоны // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 23–29.

5. *Заболотских Е.В., Гурвич И.А., Шапрон Б.* Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64–77.
6. *Заринов Р.Б.* Обзор современных методов повышения детализации метеорологических полей // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. Т. 1. № 1. С. 1–12.
7. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
8. *Луценко Э.И., Лагун В.Е.* Полярные мезомасштабные циклоны в атмосфере над Баренцевым и Карским морями // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 76–89.
9. *Мохов И.И., Акперов М.Г., Лагун В.Е., Луценко Э.И.* Интенсивные арктические мезоциклоны // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 291–297.
10. *Blechschmid A.M.* A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. No. 9. DOI:10.1029/2008GL033706.
11. *Böhm U., Kücken M., Ahrens W., Block A., Hauße D., Keuler K., Rockel B., Will A.* CLM – the climate version of LM: Brief description and long-term applications // COSMO Newsletter. 2006. Vol. 6. P. 225–235.
12. *Bromwich D.H., Hines K.M., Bai L.-S.* Development and testing of Polar WRF: 2. Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D08122. DOI:10.1029/2008JD010300.
13. *Businger S.* The synoptic climatology of polar low outbreaks // Tellus A. 1985. Vol. 37. No. 5. P. 419–432.
14. *Businger S.* The synoptic climatology of polar-low out-breaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea // Tellus. 1987. Vol. 39A. P. 307–325. DOI:10.1111/j.1600-0870.1987.tb00310.x.
15. *Businger S., Baik J.-J.* An arctic hurricane over the Bering Sea // Mon. Wea. Rev. 1991. Vol. 119. P. 2293–2322, DOI:10.1175/1520-0493(1991)119<2293:AAHOTB.2.0.CO;2.
16. *Chen F., Geyer B., Zahn M., von Storch H.* Toward a Multi-Decadal Climatology of North Pacific Polar Lows Employing Dynamical Downscaling // Terr. Atmos. Ocean. Sci. 2012. Vol. 23. No. 3. P. 291–301. DOI:10.3319/TAO.2011.11.02.01(A).
17. *Condran A., Bigg G.R., Renfrew I.A.* Polar mesoscale cyclones in the northeast Atlantic: Comparing climatologies from ERA-40 and satellite imagery // Mon. Wea. Rev. 2006. Vol. 134. No. 5. P. 1518–1533.
18. *Condran A., Renfrew I.A.* The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. No. 1. P. 34–37.
19. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. No. 656. P. 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
20. *Duncan C.N.* A numerical investigation of polar lows // Quart. J. R. Meteorol. Soc. 1977. Vol. 103. P. 255–267.
21. *Ebert E.E.* Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework // Meteorological applications. 2008. Vol. 15. No. 1. P. 51–64.
22. *Feser F., Barcikowska M.* The influence of spectral nudging on typhoon formation in regional climate models // Environmental Research Letters. 2012. Vol. 7. No. 1. P. 14–24.
23. *Figa-Saldaña J., Wilson J.J., Attema E., Gelsthorpe R., Drinkwater M.R., Stoffelen A.* The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers // Canadian Journal of Remote Sensing. 2002. Vol. 28. No. 3. P. 404–412.
24. *Hines K.M., Bromwich D.H.* Development and testing of Polar WRF. Part I. Greenland Ice Sheet meteorology // Mon. Wea. Rev. 2008. Vol. 136. P. 1971–1989. DOI:10.1175/2007MWR2112.1.
25. *Hines K.M., Bromwich D.H., Bai L.-S., Barlage M., Slater A.G.* Development and testing of Polar WRF. Part III. Arctic land // J. Clim. 2011. Vol. 24. P. 26–48. DOI:10.1175/2010JCLI3460.1.
26. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American meteorological Society. 1996. Vol. 77. No. 3. P. 437–471.
27. *Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M.* The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // Bulletin of the American Meteorological society. 2001. Vol. 82. No. 2. P. 247–267.
28. *Laffineur T., Claud C., Chaboureau J.P., Noer G.* Polar lows over the Nordic Seas: Improved representation in ERA-Interim compared to ERA-40 and the impact on downscaled simulations // Mon. Wea. Rev. 2014. Vol. 142. No. 6. P. 2271–2289.
29. *Mailhot J., Hanley D., Bilodeau B., Hertzman O.* A numerical case study of a polar low in the Labrador Sea. Tellus. 1996. Vol. 48A. P. 383–402. DOI:10.1034/j.1600-0870.1996.t01-2-00003.x.
30. *Noer G., Saetra Ø., Lien T., Gusdal Y.* A climatological study of polar lows in the Nordic Seas // Quart. J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. No. 660. P. 1762–1772.
31. *Rasmussen E.* A case study of a polar low development over the Barents Sea. Tellus. 1985. Vol. 37A. P. 407–418. DOI:10.1111/j.1600-0870.1985.tb00440.x.
32. *Rasmussen E.A., Turner J.* Polar lows. Cambridge: Cambridge University press, 2003.
33. *Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R.D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C.R., Reichle R., Robertson F.R., Ruddick A.G., Sienkiewicz M., Woollen J.* MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications // J. Clim. 2011. Vol. 24. P. 3624–3648.
34. *von Storch H., Langenberg H., Feser F.* A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes // Mon. Wea. Rev. 2000. Vol. 128. No. 10. P. 3664–3673.
35. *Sadovnichy V., Tikhonravov A., Voevodin V., Opanasenko V.* “Lomonosov”: Supercomputing at Moscow State University // Contemporary high performance computing: from petascale toward exascale. 2013. P. 283–307.

36. Tsai W.Y., Spencer M., Wu C., Winn C., Kellogg K. Sea Winds on QuikSCAT: sensor description and mission overview // Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2000). Honolulu. 2000. Vol. 3. P. 1021–1023.
37. Turner J., Lachlan-Cope T., Thomas J. A comparison of Arctic and Antarctic mesoscale vortices // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 13019–13034.
38. Wentz F.J., Meissner T. Supplement 1: Algorithm theoretical basis document for AMSR-E ocean algorithms // RSS Technical Report 051707. 2007. 6 p.
39. Wilhelmsen K. Climatological study of gale-producing polar lows near Norway // Tellus. 1985. Vol. 37A. P. 451–459. DOI:10.1111/j.1600-0870.1985.tb00443.x.
40. Wilson A.B., Bromwich D.H., Hines K.M. Evaluation of Polar WRF forecasts on the Arctic System Reanalysis Domain: 2. Atmospheric hydrologic cycle // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. D04107. DOI:10.1029/2011JD016765.
41. Yanase W., Niino H., Watanabe S.I.I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I.A. Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis // J. Clim. 2016. Vol. 29. P. 419–436. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0291.1.
42. Zahn M., von Storch H. A longterm climatology of North Atlantic polar lows // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. No. 22. DOI:10.1029/2008GL035769.
43. Zappa G., Shaffrey L., Hodges K. Can polar lows be objectively identified and tracked in the ECMWF operational analysis and the ERA-interim reanalysis? // Mon. Wea. Rev. 2014. Vol. 142. No. 8. P. 2596–2608.

Evaluation of the quality of polar low reconstruction using reanalysis and regional climate modelling

M.I. Varentsov^{1,2}, P.S. Verezemskaya^{3,4}, E.V. Zabolotskikh⁵, I.A. Repina^{1,6}

¹*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, 119017, Russia
mvar91@gmail.com*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991, Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, 119991, Russia*

⁴*P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, 117218, Russia*

⁵*Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, 195196, Russia*

⁶*Space Research Institute, Moscow, 117997, Russia*

Polar mesoscale cyclones, also known as polar lows, play an important role in the climate system of the Polar Regions. However, identification, analysis and investigation of polar lows based on standard synoptic information and global reanalysis products is complicated by relatively small size and short lifetime of such vortexes. In this paper we evaluate the quality of polar lows representation by modern reanalyses and regional climate model in comparison with the data of satellite observations in different spectral ranges. NCEP-NCAR, ERA-Interim, MERRA global reanalyses, regional ASR reanalysis and regional climate model COSMO-CLM are used. Results of comparison show that spatial resolution of modern reanalyses is insufficient for adequate representation of polar lows. The best correspondence with satellite data was shown by results of dynamic downscaling of reanalysis data to higher resolution by COSMO-CLM model with application of spectral nudging technique, although in certain moments the model could deviate from the observational data. ASR reached the best results among reanalyses. However, it is also the result of global reanalysis downscaling by the regional atmospheric model. Therefore, adequate identification of polar lows, their tracking and assessment of their parameters require simultaneous usage of surface and satellite observations, assimilated to reanalysis data, and the results of regional modelling with higher spatial resolution.

Keywords: polar low, regional climate modelling, downscaling, reanalysis, multispectral remote sensing

Accepted: 17.06.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-4-168-191

References

1. Verezemskaya P.S., Stepanenko V.M., Chislennoe modelirovanie intensivnyh poliarnykh mezomasshtabnykh cyklonov modeliu (Numeric modeling of intensive Polar Low using of WRF model), *Proceedings of ENVIROMIS-2014*, Tomsk, 2014, pp. 67–71.
2. Verezemskaya P.S., Baraniuk A., Stepanenko V.M., Struktura i evolutsia poliarnogo mesotsyklona v Karskom more po dannym chislenного modelirovaniya WRF (Structure and evolution of polar low in Kara sea by WRF numerical simulation), *Proceedings of CITES–2015*, Tomsk, 2015, pp. 28–29.
3. Gurvich I.A., Mitnik L.M., Mitnik M.L., Mezomsshtabny tsiklogenez nad dalnevostochnymi moriami: issledovanie na osnove sputnikovyyh mikrovolnovyyh radiometricheskikh I radiolokatsionnykh izmereniy (Mesoscale

- cyclogenesis over the Far Eastern seas: study based on satellite microwave radiometric and radar measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2008, No. 5, pp. 58–73.
4. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Bobylev L.P., Sravnitelnaia otsenka suschestvuuschiy I perspektivnykh metodov issledovaniya v oblasti monitoring I prognozirovaniya meso-mashtabnykh tsicloneskikh vihrey, vkluchaya poliarnye tsiclony (Comparative review of existing and perspective methods of the investigation of mesoscale lows including polar lows), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2010, Vol. 7, No. 3, pp. 23–29.
 5. Zabolotskikh E.V., Gurchik I.A., Chapron B., Novye raiony rasprostraneniya poliarnykh tsyklonov v Arctike kak rezultat sokrascheniya ploshchadi ledianogo pokrova (New areas of polar lows over the arctic as a result of sea ice extent decrease), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 2, pp. 1–14.
 6. Zaripov R.B., Obzor sovremennykh metodov prostranstvennoy detalizatsii meteorologicheskikh poley (A review of modern methods for special detailing of meteorological fields), *Dinamika okruzhayushei sredy i globalnyye izmeneniya klimata*, 2010, Vol. 1, No. 1, pp. 1–12.
 7. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V., Arkticheskiy pokrov stanovitsya sezonnyy? (Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal?), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
 8. Lutsenko E.I., Lagun V.E., Poliarnye mesomasshtabnye tsyklony v atmosphere nad Barentsevym i Karskim moriyami (Polar meso-scale cyclones in the atmosphere over Barents and Kara seas), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2013, No. 2(96), pp. 76–89.
 9. Mokhov I.I., Akperov M.G., Lagun V.E., Lutsenko E.I., Intense arctic mesocyclones, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2007, Vol. 43(3), pp. 259–265.
 10. Blechschmidt A.M., A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, Vol. 35, No. 9. DOI:10.1029/2008GL033706.
 11. Böhm U., Kücken 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 Newsletter*, 2006, Vol. 6, pp. 225–235.
 12. Bromwich D.H., Hines K.M., Bai L.-S., Development and testing of Polar WRF: 2. Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 2009, Vol. 114. D08122, DOI:10.1029/2008JD010300.
 13. Businger S., The synoptic climatology of polar low outbreaks, *Tellus A*, 1985, Vol. 37, No. 5, pp. 419–432.
 14. Businger S., The synoptic climatology of polar-low out-breaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea, *Tellus*, 1987, Vol. 39A, pp. 307–325. DOI:10.1111/j.1600-0870.1987.tb00310.x.
 15. Businger S., Baik J.-J., An arctic hurricane over the Bering Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, Vol. 119, pp. 2293–2322. DOI:10.1175/1520-0493(1991)119<2293:AAHOTB.2.0.CO;2.
 16. Chen F., Geyer B., Zahn M., von Storch H., Toward a Multi-Decadal Climatology of North Pacific Polar Lows Employing Dynamical Downscaling, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 2012, Vol. 23, No. 3, pp. 291–301. DOI: 10.3319/TAO.2011.11.02.01(A).
 17. Condran A., Bigg G. R., Renfrew I.A., Polar mesoscale cyclones in the northeast Atlantic: Comparing climatologies from ERA-40 and satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 2006, Vol. 134, No. 5, pp. 1518–1533.
 18. Condran A., Renfrew I.A., The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation, *Nature Geoscience*, 2013, Vol. 6, No. 1, pp. 34–37.
 19. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F., The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 2011, Vol. 137, No. 656, pp. 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
 20. Duncan C.N., A numerical investigation of polar lows, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 1977, Vol. 103, pp. 255–267.
 21. Ebert E.E., Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework, *Meteorological applications*, 2008, Vol. 15, No. 1, pp. 51–64.
 22. Feser F., Barcikowska M., The influence of spectral nudging on typhoon formation in regional climate models, *Environmental Research Letters*, 2012, Vol. 7, No. 1, pp. 14–24.
 23. Figa-Saldaña J., Wilson J.J., Attema E., Gelsthorpe R., Drinkwater M.R., Stoffelen A., The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2002, Vol. 28, No. 3, pp. 404–412.
 24. Hines K.M., Bromwich D.H., Development and testing of Polar WRF. Part I. Greenland Ice Sheet meteorology, *Mon. Weather Rev.*, 2008, Vol. 136, pp. 1971–1989. DOI:10.1175/2007MWR2112.1.
 25. Hines K.M., Bromwich D.H., Bai L.-S., Barlage M., Slater A.G., Development and testing of Polar WRF. Part III. Arctic land, *J. Clim.*, 2011, Vol. 24, pp. 26–48. DOI:10.1175/2010JCLI3460.1.
 26. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American meteorological Society*, 1996, Vol. 77, No. 3, pp. 437–471.
 27. Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M., The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, Vol. 82, No. 2, pp. 247–267.
 28. Laffineur T., Claud C., Chaboureaud J.P., Noer G., Polar lows over the Nordic Seas: Improved representation in ERA-Interim compared to ERA-40 and the impact on downscaled simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 2014, Vol. 142, No. 6, pp. 2271–2289.
 29. Mailhot J., Hanley D., Bilodeau B., Hertzman O., A numerical case study of a polar low in the Labrador Sea, *Tellus*, 1996, Vol. 48A, pp. 383–402. DOI:10.1034/j.1600-0870.1996.t01-2-00003.x.
 30. Noer G., Saetra Ø., Lien T., Gusdal Y., A climatological study of polar lows in the Nordic Seas, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, No. 660, pp. 1762–1772.
 31. Rasmussen E., A case study of a polar low development over the Barents Sea, *Tellus*, 1995, Vol. 37A, pp. 407–418. DOI:10.1111/j.1600-0870.1985.tb00440.x.

32. Rasmussen E.A., Turner J., *Polar lows*, Cambridge, Cambridge University press, 2003.
33. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R.D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C.R., Reichle R., Robertson F.R., Ruddick A.G., Sienkiewicz M., Woollen J., MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, *J. Climate*, 2011, Vol. 24, pp. 3624–3648.
34. von Storch H., Langenberg H., Feser F., A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes, *Mon. Wea. Rev.*, 2000, Vol. 128, No. 10, pp. 3664–3673.
35. Sadovnichy V., Tikhonravov A., Voevodin V., Opanasenko V., “Lomonosov”: Supercomputing at Moscow State University, *Contemporary high performance computing: from petascale toward exascale*, 2013, pp. 283–307.
36. Tsai W.Y., Spencer M., Wu C., Winn C., Kellogg K., Sea Winds on QuikSCAT: sensor description and mission overview, *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2000)*, Honolulu, 2000, Vol. 3, pp. 1021–1023.
37. Turner J., Lachlan-Cope T., Thomas J., A comparison of Arctic and Antarctic mesoscale vortices, *J. Geophys. Res.*, 1993, Vol. 98, pp. 13019–13034.
38. Wentz F.J., Meissner T., Supplement 1: Algorithm theoretical basis document for AMSR-E ocean algorithms, *RSS Technical Report 051707*, Santa Rosa, CA, 2007, 6 p.
39. Wilhelmson K., Climatological study of gale-producing polar lows near Norway, *Tellus*, 1985, Vol. 37A, pp. 451–459. DOI:10.1111/j.1600-0870.1985.tb00443.x.
40. Wilson A.B., Bromwich D.H., Hines K.M., Evaluation of Polar WRF forecasts on the Arctic System Reanalysis Domain: 2. Atmospheric hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 2012, Vol. 117, D04107. DOI:10.1029/2011JD016765.
41. Yanase W., Niino H., Watanabe S.I.I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I.A., Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis, *Journal of Climate*, 2016, Vol. 29, pp. 419–436. DOI:10.1175/JCLI-D-15-0291.1.
42. Zahn M., von Storch H., A longterm climatology of North Atlantic polar lows, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, Vol. 35, No. 22. DOI:10.1029/2008GL035769.
43. Zappa G., Shaffrey L., Hodges K., Can polar lows be objectively identified and tracked in the ECMWF operational analysis and the ERA-interim reanalysis? *Monthly Weather Review*, 2014, Vol. 142, No. 8, P. 2596–2608.