Взаимодействие морской поверхности и катабатического потока во фьордах Шпицбергена

И.А. Репина

Институт физики атмосферы имени А. М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, 119991, Россия E-mail: repina@ifaran.ru

Возникновение стоковых (катабатических) ветров в полярных районах связано с сильным охлаждением воздуха на склонах ледниковых плато и движением его под действием силы тяжести вниз по склону. Эти ветра оказывают значительное влияние как на климат данных регионов, так и на энергетический баланс в прибрежной зоне. В свою очередь, сила ветров зависит от рельефа местности и синоптической ситуации в регионе. Исследование турбулентной структуры катабатических (стоковых) ветров проводилось в весенний период на Шпицбергене в районе протяжённых ледников (в долине Конгсфьорден-Конгсвеген) на границе ледника и фьорда, что даёт возможность оценивать структуру ветрового потока, выходящего на поверхность фьорда. Целью работы является определение и уточнение граничных условий для климатических моделей в районах с неоднородным рельефом, а также получение информации для интерпретации спутниковых данных. Из профильных измерений удалось обнаружить связь между высотой максимума ветра и устойчивостью приземного слоя атмосферы. При повышении уровня ветрового максимума устойчивость потока увеличивается, что приводит к расхождению между рассчитанными по теории подобия Монина-Обухова и измеренными значениями турбулентных потоков. Ошибки уменьшаются при использовании температурного параметра шероховатости и замене параметра устойчивости градиентным числом Ричардсона.

Ключевые слова: катабатические ветры, неоднородный рельеф, энергообмен атмосферы с подстилающей поверхностью, устойчивость атмосферы, универсальные функции теории подобия

Одобрена к печати: 04.09.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-217-228

Введение

Катабатические ветры являются одним из основных климатообразующих факторов Арктических архипелагов (таких, как Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля) (Esau, Repina, 2012; Gorter et al., 2014). Понимание движущих механизмов, формирующих ветровой климат Арктики, имеет ключевое значение для различных исследовательских и прикладных задач: регионального прогноза погоды, планирования промышленной деятельности и улучшения качества жизни местного населения. В частности, сильные и устойчивые приземные ветры в западной части Шпицбергена существенно влияют на океанские процессы и лёдообразование (Geyer et al., 2010) не только в окрестностях архипелага, но и во всём атлантическом секторе Арктики (Sandvik, Furevik, 2002). Эти ветры являются движущей силой для океанской циркуляции и перемешивания, играющих значимую роль в биологических процессах в прибрежных районах (Noufal et al., 2017; Sundfjord et al., 2017). Но сеть метеорологических станций, которые предоставляют информацию по климатологии ветра, довольно редка в Арктике. Исследования приземного ветра прибрежных районов Арктики основаны на качественных, но короткопериодных измерениях и поэтому недостаточны, чтобы охарактеризовать ветровой климат региона, его вертикальную структуру и механизмы образования (Репина и др., 2009; Argentini et al., 2003; Beine et al., 2001; Cisek et al., 2017). Вследствие этого необходимо использование моделей высокого разрешения. В работе (Skeie, Grønas, 2000) моделировался сильно стратифицированный поток восточного направления через Шпицберген

с использованием модели с разрешением 10 км. Было обнаружено усиление ветра при сходе его в долину. Это подтвердилось моделированием и анализом радиолокационных данных в работе (Sandvik, Furevik, 2002). Ветер усиливался по линии трёх разрешаемых моделью фьордов. Скорость ветра была в 1,7–2,2 раза сильнее, чем в случае отсутствия рельефа. В работе (Kilpelainen et al., 2011) были смоделированы десять реальных случаев катабатических ветров для зимы и весны 2008 г. с разрешением 9, 3 и 1 км. Получено, что даже разрешение 1 км не способно воспроизвести все особенности горного рельефа. Эти выводы были подтверждены в работе (Livik, 2011), где использовалась WRF-модель с разрешением 1 км. Моделирование было выполнено для различных режимов ветрового потока и включало детальное сравнение с данными наблюдений. В результате сделано заключение, что слабый катабатический ветер является основным ветроформирующим режимом в долине.

Использование спутниковой информации для диагностики стоковых ветров, ареалов их распространения, взаимодействия с морской поверхностью представляет значительный интерес, но в настоящее время анализируется лишь на качественном уровне (Митягина и др., 2004; Bromwich, Carrasco, 1992; Li et al., 2007; Oltmanns et al., 2014).

Катабатический поток очень узок — обычно несколько десятков метров с максимумом скорости ветра всего в нескольких метрах от поверхности. И применение теории подобия Монина — Обухова (МО) (которая обычно используется для вычисления турбулентных потоков тепла и влаги из профилей скорости ветра, температуры и влажности) ограничено снизу 1—2 м от поверхности (Vihma et al., 2011). Поэтому для валидации спутниковых данных и разработки параметризаций турбулентных процессов для региональных моделей очень важно проведение специализированных экспериментов по исследованию структуры катабатического потока.

Район измерений

Архипелаг Шпицберген расположен в восточной части Арктического бассейна, в 1000 км от Северного полюса, около 80° с. ш. Из-за влияния Гольфстрима западный берег архипелага свободен ото льда большую часть года. Характерной особенностью архипелага является наличие глубоких заливов — фьордов, форма и размеры которых определяет гидродинамические процессы, вертикальную термическую и халинную структуры прибрежных вод. В поверхностном слое эволюция температуры обусловлена взаимодействием океана и атмосферы (радиационным прогревом и охлаждением) и материковым стоком. В то же время в промежуточном и придонном слоях эволюция температуры обусловлена адвекцией вод атлантического происхождения извне (Ivanov et al., 2009; Teigen et al., 2011). Особенности местной топографии приводят к тому, что холодные потоки воздуха распространяются вдоль долин и фьордов, с ледников к тёплому морю и создают преобладающее направление ветра. Поле ветра и термическая структура пограничного слоя сильно зависят от катабатического потока вдоль фьордов. Как показывают результаты анализа спутниковых данных (рис. 1, см. с. 219, данные MODIS Aqua L3, использован сайт https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/), режим температуры морской поверхности за последние десятилетия изменился в сторону приближения тёплых вод к западному побережью Шпицбергена. В результате изменился и ледовый режим (*puc. 2*, см. с. 219, Архив университета Бремена, https://seaice.uni-bremen.de/databrowser/). Фьорды западного побережья, окружённые наиболее протяжёнными ледниками, оказываются незамерзающими в течение всего года, что приводит к возникновению локального катабатического стока и в зимний период. И соответственно, меняет ветровой режим всего архипелага (Esau, Repina, 2012).

В настоящее время долгосрочные и относительно разнообразные наблюдения, необходимые для понимания специфики ветрового климата в типичном арктическом фьорде, проводятся только в долине Конгсфьорден-Конгсвеген на Шпицбергене (Argentini et al., 2003; Beine et al., 2001; Cisek et al., 2017; Roberts et al., 2015; Svendsen et al., 2002). Подобные фьорды с крутыми склонами и ледниками встречаются в Гренландии и во многих других местах Арктики.



2013 г. 2017 г. *Рис. 1.* MODIS Aqua L3: температура морской поверхности, осреднённая за весенний сезон: апрель – июнь 2004, 2009, 2013, 2017 гг.







Рис. 3. Размещение измерительных станций на леднике Конгсвеген и ст. Ню-Алесунд в Королевском фьорде. В Ню-Алесунде показана роза ветров в период измерений (30 апреля – 20 мая 2009 г.)

В настоящей статье представлены результаты, полученные во время наблюдений турбулентной структуры атмосферы на ст. Ню-Алесунд, в фьорде Конгсфьорден Шпицбергена и на леднике Конгсвеген в мае 2009 г. в рамках международного эксперимента KONgsvegen KATabatic winds (KONKAT). Ню-Алесунд — международная научная полярная станция (78,933° с. ш., 11,933° в.д.), расположение которой даёт уникальную возможность для исследования различных видов взаимодействий в системе «океан – атмосфера – суша» В её окрестностях расположены ледники различной протяжённости, горы, море, как правило, незамерзающее (*рис. 3*). Поэтому локальные ветра здесь весьма разнообразны, и часто бывает сложно отделить влияние крупномасштабной циркуляции от локальных процессов.

Согласно климатологии Шпицбергена (Forland et al., 1997; Hanssen-Bauer et al., 1990), в течение всего года, кроме двух летних месяцев, преобладающие ветра в регионе дуют в направлении, расположенном между северо-востоком и юго-востоком. Но на самом деле циркуляция в приземном слое атмосферы оказывается очень сильно зависимой от рельефа конкретной местности и от ветровых потоков местного происхождения (Esau, Repina, 2012). Эти потоки, направленные вдоль долин и фьордов, переносят холодный воздух с ледников к относительно тёплому морю. Если крупномасштабная циркуляция создаёт ветер в том же направлении, что и стоковый поток, результирующий приземный ветер увеличивает скорость геострофического ветра (Репина и др., 2009; Beine et al., 2001) и им охватывается поверхность всего фьорда. Этот факт иллюстрирует рис. 4 (см. с. 221), показывающий результаты одновременных измерений скорости ветра на леднике Конгсвеген и на противоположном берегу фьорда на ст. Ню-Алесунд, расстояние между которыми составляет примерно 10 км. Выделяются два периода — 3-4 и 10-13 мая 2009 г., когда скорости ветра практически совпадают. Остальное время наблюдаются существенные различия. Одной из причин этого расхождения является особенность барической системы в районе Шпицбергена. Если область низкого давления расположена юго-западнее Шпицбергена, то геострофический ветер усиливает локальный приземный ветровой поток, если ситуация противоположна, то геострофический и местный ветры существуют независимо друг от друга.



Рис. 4. Результаты одновременного измерения скорости приземного ветра на леднике Конгсвеген и на противоположном берегу фьорда. Расстояние между станциями — примерно 10 км



Рис. 5. Барическая система, вызывающая сильные юго-восточные ветра на западном побережье Шпицбергена. Спутниковое изображение (*a*) и барическая карта (*б*) 3 мая 2009 г.

Пример существования области низкого давления с юго-западной стороны архипелага 3 мая показан на *рис. 5*. Постоянно существующий на леднике сток при отсутствии соответствующих барических условий не влияет на ветровой режим окружающих районов.

Первый сценарий более типичен, поэтому в окрестностях Ню-Алесунда преобладают сильные юго-восточные ветра (Beine et al., 2001; Esau, Repina, 2012).

Турбулентная структура катабатического ветра

Для расчёта характеристик катабатического потока и его распространения вдоль фьорда необходимо знать значения характеристик турбулентного обмена. Измерения атмосферной турбулентности проводились на ст. Ню-Алесунд и на леднике Конгсвеген с использованием трёхкомпонентных акустических термоанемометров фирмы МЕТЕК. Профильные измерения проводились на ст. Ню-Алесунд на высотах 2 и 10 м. Также для анализа использовались данные измерений на 12 уровнях на 15-метровой метеорологической мачте на леднике Конгсвеген Института морских и атмосферных исследований Университета Утрехта. Для вычисления турбулентных потоков использовался пульсационный (Eddy Covariance) метод (Lüers, Bareiss, 2011).

Расчёт турбулентных потоков при действии катабатических ветров по традиционным аэродинамическим балк-формулам из-за несоответствия большой скорости ветрового потока и степени его турбулизации даёт сильно завышенные результаты. Более правдоподобные результаты при сравнении с данными прямых пульсационных измерений даёт градиентный метод, основанный на теории подобия Монина – Обухова, в котором турбулентные потоки вычисляются по измерениям стандартных метеорологических характеристик на двух высотах с использованием универсальных функций (Монин, Обухов, 1954).

Поток тепла можно определить как (Beljaars, Holtslag, 1991):

$$F = \overline{w'T'} = \frac{H}{\rho c_p} = \frac{-u_* \varkappa (T_1 - T_s)}{\ln \left(\frac{z}{z_{0H}}\right) - \Psi_H \left(\frac{z}{L}\right)},\tag{1}$$

где T_1 — температура первого уровня; T_s — температура поверхности (в случае измерений на двух уровнях используются T_2 и T_1 соответственно); z_{0H} — параметр шероховатости для температуры.

Динамическая скорость вычисляется по формуле (Beljaars, Holtslag, 1991):

$$u_* = \frac{\varkappa U}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right)},\tag{2}$$

где k = 0,4 — постоянная Кармана; z_0 — параметр шероховатости; L — масштаб Монина — Обухова.

$$L = \frac{z}{Ri} \cdot \frac{\Phi_H}{\Phi_M^2}.$$
 (3)

Здесь ϕ_H — универсальная функция для температуры и ϕ_M — универсальная функция для скорости ветра. В расчётах используется объёмное число Ричардсона, которое заменяет градиентное:

$$\operatorname{Ri}_{b} = \frac{2g(\theta_{1} - \theta_{s})z}{(\theta_{1} + \theta_{s})V^{2}}.$$
(4)

Функции $\Psi_{\!_{H}}$ и $\Psi_{\!_{M}}$ вычисляются по формулам:

$$\Psi_M = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{1 - \varphi_M(\xi)}{\xi} d\xi, \tag{5}$$

$$\Psi_H = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{1 - \varphi_H(\xi)}{\xi} \, \mathrm{d}\xi,\tag{6}$$

где

$$\xi = \frac{z}{L}, \quad \xi_0 = \frac{z_0}{L}.$$
 (7)

Для вычисления температурного параметра шероховатости z_{0H} используется следующее соотношение (Andreas, 1987):

$$\ln \frac{z_{0H}}{z_0} = b_0 + b_1 (\ln \text{Re}) + b_2 (\ln \text{Re})^2,$$
(8)

где $\operatorname{Re} = \frac{u_* z_0}{v}$ — число Рейнольдса. Коэффициент *b* получен эмпирически из данных наблюдений и определяется из *таблицы* (Andreas, 2002):

	Re ≤ 0,13	0,135 < Re < 2,5	2,5 < Re < 100
b	1,25	0,145	0,317
b_1	0	-0,550	-0,565
<i>b</i> ₂	0	0	-0,183

Коэффициент b для разных значений числа Рейнольдса

Для определения функций $\phi_M = \frac{\kappa z}{u_*} \cdot \frac{\partial U}{\partial z}, \quad \phi_H = \frac{\kappa z}{T_*} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$ для катабатического потока ис-

пользовались одновременные профильные и турбулентные измерения на границе фьорда и ледника Конгсвеген. Профильные измерения проводились на 15-метровой метеорологической мачте с датчиками на 12 уровнях. Особое внимание уделялось случаям с устойчивой стратификацией, характерной пограничному слою над ледниками (Van den Broeke, 1997). Для анализа использовались ситуации чистого стокового ветра, не усиленного барическими условиями, описанными выше. Из профильных измерений удалось обнаружить значительную связь между высотой максимума ветра и устойчивостью приземного слоя атмосферы. Для определения турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя под действием катабатического ветра был проведён спектральный анализ пульсационных данных. Компоненты кинетической энергии турбулентности определялись непосредственно из микрометеорологических измерений скорости ветра.

При наличии катабатического потока наблюдаются температурные и ветровые инверсии. Причём характерные высоты ветровых инверсий составляют около 8 и 6 м. Параметр устойчивости, рассчитанный для двух групп данных с различными высотами ветровых инверсий, оказался равен z/L = 0.32 для высоты 6 м и z/L = 0.15 для высоты 9 м. То есть устойчивость атмосферы зависит от вертикальной структуры катабатического потока. Параметр устойчивость рассчитывался для высоты 2 м.

При увеличении устойчивости наблюдается сильный разброс данных, что делает полученные аппроксимации, вообще говоря, нерепрезентативными. При повышении уровня ветрового максимума устойчивость потока увеличивается.

При увеличении устойчивости наблюдается существенный дисбаланс энергии, при этом вид функций интенсивности турбулентности σ_x/u_* соответствует теории подобия МО, что подтверждает существование турбулентного потока в приземном слое.

Было проведено сравнение измеренных пульсационным методом на леднике и рассчитанных по теории подобия МО потоков.

На *рис. 6* (см. с. 224) показаны данные измерений и расчёты с использованием параметризаций универсальных функций, предложенных в работах (Beljaars, Holtslag, 1991; Grachev et al., 2007). Первая является наиболее часто используемой в моделях, а вторая разработана по данным эксперимента SHEBA специально для заснеженных поверхностей. Также отдельный расчёт проведён с заменой температурного параметра шероховатости z_{0H} на динамическую шероховатость z_0 , что также, как правило, используется в моделях. Сравнение с данными измерений показало, что такой подход приводит к наиболее значимым ошибкам.

Проведённое исследование подтверждает, что вид универсальных функций ϕ_a при катабатических ветрах отличается от общепринятых параметризаций из-за деформации профиля температуры и скорости ветра. От последнего условия можно избавиться, если перейти от z/Lк другому параметру стратификации, например к градиентному числу Ричардсона:

$$Ri = \frac{\beta \frac{\partial T}{\partial z} + 0.61 \frac{\partial q}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2},$$
(9)

которое вычисляется по данным градиентных измерений. Для устойчивой стратификации число Ричардсона связано с параметром устойчивости:

$$\frac{z}{L} = \left[1,89\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + 44,2\right] \operatorname{Ri}^2 + \left[1,18\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - 1,5\ln\left(\frac{z}{z_H}\right) - 1,37\right] \operatorname{Ri}.$$
(10)

На *рис*. 7 показано сравнение измеренных потоков тепла и импульса и рассчитанных с использованием этого подхода. В качестве универсальных функций использовались:

$$\Phi_{M} = \Phi_{H} = 1 + a_{1} \frac{z}{L} + \left(1 + c_{1} - d_{1} \frac{z}{L}\right) \frac{z}{L} b_{1} \cdot \exp\left(-d_{1} \frac{z}{L}\right),$$
(11)

где $a_1 = 0,7; b_1 = 0,75; c_1 = 5; d_1 = 0,35$ (Rutgersson et al., 2001).

Видно, что метод даёт хорошее согласие с результатами измерений даже при искажённых профилях ветра.



Рис. 6. Суточный ход потока явного тепла *H* на леднике при устойчивой стратификации и наличии катабатического потока. 1 — результаты измерений; 2 — расчёт профильным методом с использованием универсальной функции в виде (1) (Beljaars, Holtslag, 1991); 3 — расчёт профильным методом с использованием универсальной функции в виде, предложенном в работе (Grachev et al., 2007); 4 — расчёт с заменой температурного параметра шероховатости динамическим ($z_{0H} = z_0$)



Рис. 7. Сравнение рассчитанных профильным методом и измеренных потоков тепла и импульса при действии катабатического ветра

Заключение

Анализ спутниковых данных показывает, что в последние десятилетия значительно изменился температурный и ледовый режим вокруг архипелага Шпицберген. Это приводит и к изменению климатических характеристик региона, в том числе ветрового режима. Характерной особенностью архипелага является наличие местных ветровых циркуляций, включая катабатические ветра различной природы. Сложность их моделирования заключается в том, что в ветровом потоке происходит искажение профиля ветра и температуры, при этом традиционные параметризации для представления профилей метеопараметров становятся неприменимы. Измерения турбулентной структуры катабатических ветров проводились в прибрежных районах Шпицбергена в весенний период при начале полярного дня на границе ледника и полярного фьорда. Из профильных измерений удалось обнаружить связь между высотой максимума ветра и устойчивостью приземного слоя атмосферы. При повышении уровня ветрового максимума устойчивость потока увеличивается, что приводит к расхождению между рассчитанными по теории подобия Монина – Обухова и измеренными значениями турбулентных потоков. Ошибки уменьшаются при использовании температурного параметра шероховатости и замене параметра устойчивости градиентным числом Ричардсона. Результаты работы позволяют уточнить граничные условия для климатических моделей в районах с неоднородным рельефом, а также дать информацию для интерпретации спутниковых данных.

Данное исследование выполнено в Научно-исследовательском вычислительном центре МГУ имени М.В. Ломоносова при поддержке Российского научного фонда (грант № 17-17-01210). Автор благодарит сотрудников лаборатории гляциологии Института морских и атмосферных исследований за предоставленные данные измерений с метеорологической мачты на леднике Конгсвеген.

Литература

- 1. *Митягина М. И., Лаврова О. Ю., Бочарова Т. Ю.* Наблюдение подветренных волн и вихревых структур за природными препятствиями в атмосфере при помощи радиолокационного зондирования морской поверхности // Исследование Земли из космоса. 2004. № 5. С. 44–50.
- 2. *Монин А. С., Обухов А. М.* Основные закономерности турбулентного обмена в приповерхностном слое // Труды Института геофизики АН СССР. 1954. № 24. С. 163–187.
- 3. *Репина И.А., Иванов Б.В., Кузнецов Р.Д.* Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6(2). С. 180–187.
- 4. *Andreas E. L.* A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary-Layer Meteorology. 1987. V. 38(1). P. 159–184.
- 5. *Andreas E. L.* Parametrizing scalar transfer over snow and ice: a review // J. Hydrometeorology. 2002. V. 3. P. 417–431.
- Argentini S., Viola A. P., Mastrantonio G., Maurizi A., Georgiadis T., Nardino M. Characteristics of the boundary layer at Ny-Alesund in the Arctic during the ARTIST field experiment // Annali di Geofisica. 2003. V. 46. No. 2. P. 185–196.
- 7. *Beine H.J., Argentini S., Maurizi A., Mastrantonio G., Viola A.* The local wind field a Ny-Alesund and Zeppelin mountain at Svalbard // Meteorology and Atmospheric Physics. 2001. V. 78. P. 107–113.
- 8. *Beljaars A. C., Holtslag A. A.* Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models // J. Applied Meteorology. 1991. V. 30(3). P. 327–341.
- 9. *Bromwich D. H., Carrasco J. F.* Satellite observations of katabatic wind propagation for Great distances across the Ross ice shelf // Monthly Whether Review. 1992. V. 120. P. 1940–1949.
- 10. Cisek M., Makuch P., Petelski T. Comparison of meteorological conditions in Svalbard fjords: Hornsund and Kongsfjorden // Oceanologia. 2017. V. 59(4). P. 413–421.
- 11. *Esau I.*, *Repina I.* Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence-resolving simulations // Advances in Meteorology. 2012. P. 568454. 16 p.

- 12. *Forland E.J., Hansen-Bauer I., Nordli P.* Climate statistics and long-term series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. Oslo: Norwegian Meteorological Institute, 1997. DNMI-KLIMA report 21/97. 40 p.
- 13. *Geyer F., Ferand I., Smedsrud L. H.* Structure and forcing of the overflow at the Storfjorden sill and its connection to the Arctic coastal polynya in Storfjorden // Ocean Science. 2010. V. 6. No. 1. P. 401–411.
- Gorter W., Van Angelen J. H., Lenaerts J. T., Van den Broeke M. R. Present and future near-surface wind climate of Greenland from high resolution regional climate modelling // Climate dynamics. 2014. V. 42(5–6). P. 1595–1611.
- 15. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2007. V. 124. P. 315–333.
- 16. *Hanssen-Bauer I., Solas M.K., Stefensen E.L.* The climate of Spitsbergenю Oslo: Den Norske Meteorologiske Institutt, 1990. DMNI 39/90 KLIMA report. 58 p.
- Ivanov V. V., Polyakov I. V., Dmitrenko I.A., Hansen E., Repina I.A., Kirillov S.A., Mauritzen C., Simmons H., Timokhov L.A. Seasonal variability in Atlantic water off Spitsbergen // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56(1). P. 1–14.
- 18. *Kilpelainen T., Vihma T., Olafsson H.* Modelling of spatial variability and topographic effects over arctic fjords in Svalbard // Tellus A. 2011. V. 63. No. 2. P. 223–237.
- 19. Li X., Zheng W., Pichel W.G., Zou C.Z., Clemente-Colón P. Coastal katabatic winds imaged by SAR // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34(3). L03804.
- 20. *Livik G.* An Observational and Numerical Study of Local Winds in Kongsfjorden, Spitsbergen: M.S. thesis. Geophysical Institute, University of Bergen, 2011.
- 21. Lüers J., Bareiss J. Direct near-surface measurements of sensible heat fluxes in the Arctic tundra applying eddy covariance and laser scintillometry the Arctic Turbulence Experiment 2006 on Svalbard (ARCTEX-2006) // Theoretical and Applied Climatology. 2011. V. 105(3–4). P. 387–402.
- Noufal K. K., Najeem S., Latha G., Venkatesan R. Seasonal and long term evolution of oceanographic conditions based on year-around observation in Kongsfjorden, Arctic Ocean // Polar Science. 2017. V. 11. P. 1–10.
- 23. Oltmanns M., Straneo F., Moore G. W., Mernild S. H. Strong downslope wind events in Ammassalik, southeast Greenland // J. Climate. 2014. V. 27 (3). P. 977–993.
- 24. *Roberts T.J., Dütsch M., Hole L. R., Voss P. B.* Controlled meteorological (CMET) balloon profiling of the Arctic atmospheric boundary layer around Spitsbergen compared to a mesoscale model // Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. 2015. V. 15. Iss. 19. P. 27539–27573.
- 25. *Rutgersson A., Smedman A.S., Högström U.* Use of conventional stability parameters during swell // J. Geophysical Research: Oceans. 2001. V. 106(C11). P. 27117–27134.
- 26. *Sandvik A. D., Furevik B. R.* Case study of a coastal jet at Spitsbergen comparison of SAR- and modelestimated wind // Monthly Weather Review. 2002. V. 130. No. 4. P. 1040–1051.
- 27. Skeie P., Grønas S. Strongly stratified easterly flows across Spitsbergen // Tellus A. 2000. V. 52. No. 5. P. 473–486.
- Sundfjord A., Albretsen J., Kasajima Y., Skogseth R., Kohler J., Nuth C., Skarðhamar J., Cottier F., Nilsen F., Asplin L., Gerland S. Effects of glacier runoff and wind on surface layer dynamics and Atlantic Water exchange in Kongsfjorden, Svalbard; a model study // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2017. V. 187. P. 260–272.
- 29. Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen J. O. The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, and Arctic fjord system in Svalbard // Polar Research. 2002. V. 21. No. 1. P. 133–166.
- 30. *Teigen S. H., Nilsen F., Skogseth R., Gjevik B., Beszczynska-Möller A.* Baroclinic instability in the West Spitsbergen Current // J. Geophysical Research: Oceans. 2011. V. 116(C7). C07012.
- 31. *Van den Broeke M. R.* Momentum, heat, and moisture budgets of the katabatic wind layer over a midlatitude glacier in summer // J. Applied Meteorology. 1997. V. 36(6). P. 763–774.
- 32. *Vihma T., Kilpeläinen T., Manninen M., Sjöblom A., Jakobson E., Palo T., Jaagus J., Maturilli M.* Characteristics of temperature and humidity inversions and low-level jets over Svalbard fjords in spring // Advances in Meteorology. 2011. P. 486807. 14 p.

The sea surface and the katabatic flow interaction in the fjords of Spitsbergen

I.A. Repina

A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow 119017, Russia Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia E-mail: repina@ifaran.ru

The generation of katabatic winds in the Polar Regions is associated with a strong cooling of air on the glacial plateau slopes and its movement under gravity down the slope. These winds have a significant influence both on the climate of these regions and on the energy balance in the coastal zone. In turn, the strength of winds depends on the landscape and the synoptic situation in the region. A study of the turbulent structure of the katabatic winds was carried out in the Kongsfjorden-Kongwegen valley (Svalbard) at the boundary of the glacier and the fjord in the spring, which permits to evaluate the structure of the wind flow above the fjord. The main goal of this work is determination of the boundary conditions for the mesoscale climate models in areas with heterogeneous surface, and obtaining information for the interpretation of satellite data. Profile measurements made it possible to find the relationship between the altitude of the wind maximum and the atmospheric surface layer stability. When the level of the wind maximum increases, the stability of the flow increases, which leads to a discrepancy between the values calculated by the Monin – Obukhov similarity theory and the measured values of the turbulent fluxes. Errors decrease with the use of the temperature roughness length and the replacement of the stability parameter by the gradient Richardson number.

Keywords: katabatic winds, inhomogeneous surface, atmosphere-surface energy exchange, stability of the atmosphere, universal functions of the similarity theory

Accepted: 04.09.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-217-228

References

- 1. Mityagina M. I., Lavrova O. Yu., Bocharova T. Yu., Nablyudenie podvetrennykh voln i vikhrevykh struktur za prirodnymi prepyatstviyami v atmosfere pri pomoshchi radiolokatsionnogo zondirovaniya morskoi poverkhnosti (Observation of lee waves and vortical structures behind natural objects in the atmosphere using radar remote sensing data), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2004, No. 5, pp. 44–50.
- 2. Monin A. S., Obukhov A. M., Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo obmena v prizemnom sloe atmosfery (The main laws of turbulent exchange in the surface layer), *Trudy Instituta Geofiziki AN SSSR*, 1954, Vol. 24(151), pp. 163–187.
- 3. Repina I. A., Ivanov B. V., Kuznetsov R. D., Rezhim vetra nad lednikovymi sklonami (po dannym izmerenii na arkhipelage Shpitsbergen), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2009, Vol. 6(2), pp. 180–187.
- 4. Andreas E. L., A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice, *Boundary-Layer Meteorology*, 1987, Vol. 38(1), pp. 159–84.
- 5. Andreas E. L. Parametrizing scalar transfer over snow and ice: a review, *J. Hydrometeorology*, 2002, Vol. 3, pp. 417–431.
- Argentini S., Viola A. P., Mastrantonio G., Maurizi A., Georgiadis T., Nardino M., Characteristics of the boundary layer at Ny-Alesund in the Arctic during the ARTIST field experiment, *Annali di Geofisica*, 2003, Vol. 46, No. 2, pp. 185–196.
- 7. Beine H.J., Argentini S., Maurizi A., Mastrantonio G., Viola A., The local wind field a Ny-Alesund and Zeppelin mountain at Svalbard, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2001, Vol. 78, pp. 107–113.
- 8. Beljaars A. C., Holtslag A. A., Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, *J. Applied Meteorology*, 1991, Vol. 30(3), pp. 327–341.
- 9. Bromwich D. H., Carrasco J. F., Satellite observations of katabatic wind propagation for Great distances across the Ross ice shelf, *Monthly Whether Review*, 1992, Vol. 120, pp. 1940–1949.
- 10. Cisek M., Makuch P., Petelski T., Comparison of meteorological conditions in Svalbard fjords: Hornsund and Kongsfjorden, *Oceanologia*, 2017, Vol. 59(4), pp. 413–421.

- 11. Esau I., Repina I., Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence-resolving simulations, *Advances in Meteorology*, 2012, Article ID 568454, 16 p.
- 12. Forland E.J., Hansen-Bauer I., Nordli P., *Climate statistics and long-term series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen*, Oslo, Den Norske Meteorologiske Institutt, 1997, DNMI-KLIMA report 21/97, 40 p.
- 13. Geyer F., Ferand I., Smedsrud L. H., Structure and forcing of the overflow at the Storfjorden sill and its connection to the Arctic coastal polynya in Storfjorden, *Ocean Science*, 2010, Vol. 6, No. 1, pp. 401–411.
- 14. Gorter W., Van Angelen J. H., Lenaerts J. T., Van den Broeke M. R., Present and future near-surface wind climate of Greenland from high resolution regional climate modelling, *Climate dynamics*, 2014, Vol. 42(5–6), pp. 1595–1611.
- 15. Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G., SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, Vol. 124, pp. 315–333.
- 16. Hanssen-Bauer I., Solas M.K., Stefensen E.L., *The climate of Spitsbergen*, Oslo, Den Norske Meteorologiske Institutt, 1990, DMNI 39/90 KLIMA report, 58 p.
- 17. Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A., Hansen E., Repina I.A., Kirillov S.A., Mauritzen C., Simmons H., Timokhov L.A., Seasonal variability in Atlantic water off Spitsbergen, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, Vol. 56(1), pp. 1–14.
- 18. Kilpelainen T., Vihma T., Olafsson H., Modelling of spatial variability and topographic effects over arctic fjords in Svalbard, *Tellus A*, 2011, Vol. 63, No. 2, pp. 223–237.
- 19. Li X., Zheng W., Pichel W.G., Zou C.Z., Clemente-Colón P., Coastal katabatic winds imaged by SAR, *Geophysical Research Letters*, 2007, Vol. 34(3), L03804.
- 20. Livik G., An Observational and Numerical Study of Local Winds in Kongsfjorden, Spitsbergen, M.S. thesis, Geophysical Institute, University of Bergen, 2011.
- 21. Lüers J., Bareiss J., Direct near-surface measurements of sensible heat fluxes in the Arctic tundra applying eddy covariance and laser scintillometry the Arctic Turbulence Experiment 2006 on Svalbard (ARCTEX-2006), *Theoretical and Applied Climatology*, 2011, Vol. 105(3–4), pp. 387–402.
- 22. Noufal K. K., Najeem S., Latha G., Venkatesan R., Seasonal and long term evolution of oceanographic conditions based on year-around observation in Kongsfjorden, Arctic Ocean, *Polar Science*, 2017, Vol. 11, pp. 1–10.
- 23. Oltmanns M., Straneo F., Moore G.W., Mernild S.H., Strong downslope wind events in Ammassalik, southeast Greenland, *J. Climate*, 2014, Vol. 27(3), pp. 977–993.
- 24. Roberts T.J., Dütsch M., Hole L.R., Voss P.B., Controlled meteorological (CMET) balloon profiling of the Arctic atmospheric boundary layer around Spitsbergen compared to a mesoscale model, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2015, Vol. 15, Issue 19, pp. 27539–27573.
- 25. Rutgersson A., Smedman A.S., Högström U., Use of conventional stability parameters during swell, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2001, Vol. 106(C11), pp. 27117–27134.
- 26. Sandvik A. D., Furevik B. R., Case study of a coastal jet at Spitsbergen comparison of SAR- and modelestimated wind, *Monthly Weather Review*, 2002, Vol. 130, No. 4, pp. 1040–1051.
- 27. Skeie P., Grønas S., Strongly stratified easterly flows across Spitsbergen, *Tellus A*, 2000, Vol. 52, No. 5, pp. 473–486.
- Sundfjord A., Albretsen J., Kasajima Y., Skogseth R., Kohler J., Nuth C., Skarðhamar J., Cottier F., Nilsen F., Asplin L., Gerland S., Effects of glacier runoff and wind on surface layer dynamics and Atlantic Water exchange in Kongsfjorden, Svalbard; a model study, Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, 2017, Vol. 187, pp. 260–272.
- 29. Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen J.O., The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, and Arctic fjord system in Svalbard, *Polar Research*, 2002, Vol. 21, No. 1. pp. 133–166.
- 30. Teigen S. H., Nilsen F., Skogseth R., Gjevik B., Beszczynska-Möller A., Baroclinic instability in the West Spitsbergen Current, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2011, Vol. 116(C7), C07012.
- 31. Van den Broeke M. R., Momentum, heat, and moisture budgets of the katabatic wind layer over a midlatitude glacier in summer, *J. Applied Meteorology*, 1997, Vol. 36(6), pp. 763–774.
- 32. Vihma T., Kilpeläinen T., Manninen M., Sjöblom A., Jakobson E., Palo T., Jaagus J., Maturilli M., Characteristics of temperature and humidity inversions and low-level jets over Svalbard fjords in spring, *Advances in Meteorology*, 2011, 486807, 14 p.