

# Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген)

И.А. Репина<sup>1,2</sup>, Б.В. Иванов<sup>3</sup>, Р.Д. Кузнецов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*

*E-mail: [repina@ifaran.ru](mailto:repina@ifaran.ru)*

<sup>2</sup> *Институт космических исследований РАН*

<sup>3</sup> *Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,  
С.-Петербург*

Катабатические, или стоковые, ветра, возникающие на ледниковых склонах, являются важнейшей климатоопределяющей особенностью полярных районов. Они характеризуются большой устойчивостью направления и значительной скоростью и существенно влияют на все атмосферные характеристики. Исследование турбулентной структуры катабатических (стоковых) ветров проводилось в весенний период на Шпицбергене в районе протяженных ледников (ст. Нью-Алесунт). Целью работы является определение и уточнение граничных условий для климатических моделей в районах с неоднородным рельефом, а также получение информации для интерпретации спутниковых данных.

Исследуется турбулентная структура стоковых ветров и их взаимодействие с подстилающей поверхностью, а также характер тепло- и массо- переноса. Рассматриваются особенности суточного хода метеорологических параметров при действии стокового ветра, исследуется взаимодействие локальных ветровых потоков с геострофическим ветром.

**Ключевые слова:** полярный климат, катабатические ветра, энергообмен атмосферы с подстилающей поверхностью, параметр шероховатости.

## Введение

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 зоне ледника. В свою очередь, сила ветров зависит от рельефа местности и синоптической ситуации в регионе.

Классическая теория катабатических ветров была разработана еще в середине 20-го века [1-5]. Но, несмотря на многочисленные исследования катабатических ветров, четкой теории данного явления до сих пор не разработано. В тех работах, где изложены положения о катабатическом ветре, другие атмосферные характеристики не рассматриваются. И, практически, нет работ в которых рассматривалось бы взаимодействие стока с морской поверхностью. Трансформация стокового потока на разных расстояниях от склона пока исследовалась только теоретически [6, 7]. Измерения, выходящие за рамки стандартной метеорологии, носят эпизодический характер. Очень скудные сведения о турбулентной структуре ветра, о его влиянии на турбулентный энергообмен атмосферы с подстилающей поверхностью. И, главное, так и не разработан аппарат для предсказаний штормовых ветров. Спутниковая информация для диагностики стоковых ветров, ареалов их распространения, их взаимодействия с морской поверхностью представляет значительный интерес, но в настоящее время используется лишь на качественном уровне [8, 9].

Большинство исследований катабатических ветров связано с Антарктидой [1, 5, 10]. Специализированные эксперименты проводились и на ледниках Гренландии [11-13]. Но другие Арктические острова, также покрытые протяженными ледниками, с этой точки зрения

исследованы крайне мало. Понимание природы мезомасштабных ветров вокруг архипелагов Арктики важно не только для предсказания погоды. Эти ветра являются движущей силой для океанской циркуляции и процессов перемешивания, которые играют весьма значимую роль в биологических процессах.

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. Хотя по протяженности и массе ледники Шпицбергена существенно уступают ледниковым щитам Антарктиды и Гренландии, тем не менее они играют существенную роль в формировании климата как самого архипелага, так и прилегающих районов северного полушария. Особенности местной топографии приводят к тому, что холодные потоки воздуха распространяются вдоль долин и фьордов, с ледников к теплому морю и создают преобладающее направление ветра. Как результат, поле ветра и термическая структура пограничного слоя сильно зависит от катабатического потока вдоль фьордов. В частности, если крупномасштабная циркуляция создает ветер в том же направлении, что и стоковый поток, результирующий приземный ветер увеличивает скорость геострофического ветра.

Ниже представлены результаты, полученные во время наблюдений турбулентной структуры атмосферы на ст. Нью-Алесунд (78.933°N, 11.933°E) в Королевском фьорде Шпицбергена в апреле 2008 года.

Измерения проводились над ровной поверхностью при наличии небольших строений поблизости. Для микрометеорологических измерений температуры и скорости ветра использовался акустический анемометр-термометр USA-1 (Германия, МЕТЕК), который позволяет измерять пульсации трех компонент скорости ветра (X, Y, Z) и пульсации температуры с частотой до 50 Гц. Нами использовался метод вычисления потоков по ковариациям или прямой метод [14]. Для диагностики качества прямых измерений проводился спектральный анализ измеряемых величин. Измерения проводились на высоте 2 метра над поверхностью с частотой 20 Гц. После предварительной обработки данных вычислялись потоки явного тепла и импульса:

$$\tau = -\rho_0 [\overline{iu'w'} + \overline{jv'w'}] = \rho_0 u^2 \quad (1)$$

$$H = c_p c_0 \overline{w'T'} \quad (2)$$

где  $c_p$  и  $\rho_0$  – теплоемкость и плотность воздуха,  $H$  – турбулентный поток тепла,  $\tau$  – поток импульса,  $u^*$  – динамическая скорость ветра.  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$  – пульсации трех компонент скорости ветра: продольной (вдоль ветра), поперечной и вертикальной соответственно.  $T'$  – пульсации температуры. Поток считается положительным, если он направлен от поверхности в атмосферу.

При расчете потоков из прямых измерений пульсаций использовались следующие корректировки:

1. Преобразование акустической температуры (температуры воздуха, получаемой с акустического анемометра) в реальную температуру.
2. Коррекция наклона акустического анемометра: [15]
3. Коррекция измеренной средней вертикальной скорости ветра с учетом влажности. [16].

## Результаты измерений

Согласно климатологии Шпицбергена [17], в течение всего года кроме двух летних месяцев преобладающие ветра в регионе дуют с направления, расположенного 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. Эти потоки, направленные вдоль долин и фьордов, переносят холодный воздух с ледников к относительно теплому морю. Наши измерения проводились с 9 по 15 апреля 2008

года. Скорость ветра в этот период была выше средних значений, характерных для этого сезона и при порывах достигала 20 м/с. На рисунке 1 показано распределение скорости ветра, осредненной по 10-минутным интервалам, по направлениям.

Выделяются два характерных направления ветра: один пик расположен в интервале 80-130° и характеризуется значительными скоростями ветра. Второй менее четкий пик наблюдается на направлениях 200-250°. Существование этих двух пиков связано с географической ориентацией Королевского фьорда, на берегу которого расположена станция (с Юго-востока на Северо-запад), Самые сильные ветра наблюдаются с юго-восточного сектора в основном из-за наличия там протяженных ледников. Сильный ветровой поток с направления 120° вызван стоковым ветром с ледника Конгсвеген, который расположен примерно в 10 км от станции. Слабый ветер с северо-западного направления приходит с горного хребта севернее королевского фьорда.

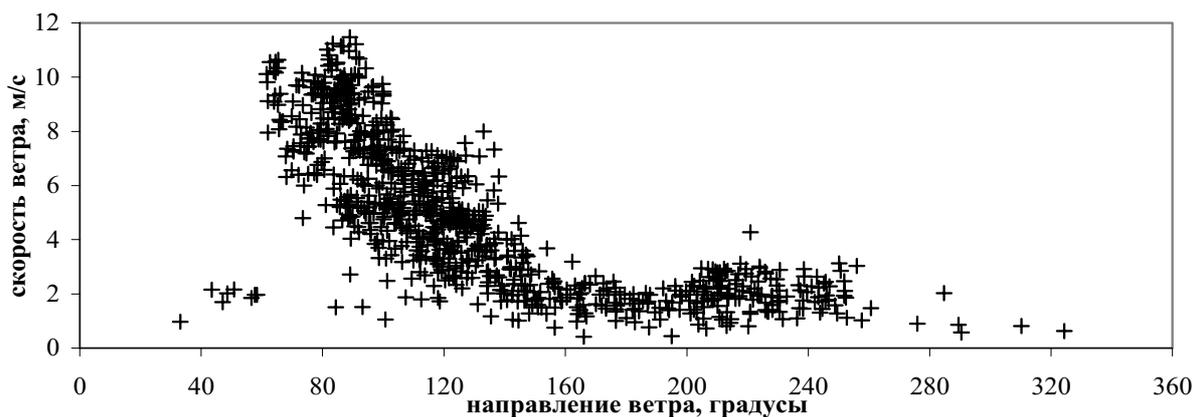


Рис. 1. Зависимость скорости ветра от направления по данным приземных измерений

На рисунке 2 представлено сравнение направлений измеренного местного ветра и геострофического ветра, полученного по данным реанализа NCEP. В течение почти всего эксперимента геострофический ветер усиливал кatabатический поток. После 14 апреля геострофический ветер изменил направление, и скорость его уменьшилась. Наблюдается значительное расхождение между направлениями двух потоков (до 150°). В этом случае ветровой режим на станции не определялся геострофическим ветром. 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 ветра существуют независимо друг от друга. Первый сценарий более типичен, поэтому в окрестностях Нью-Алесунда преобладают сильные Юго-восточные ветра [18].

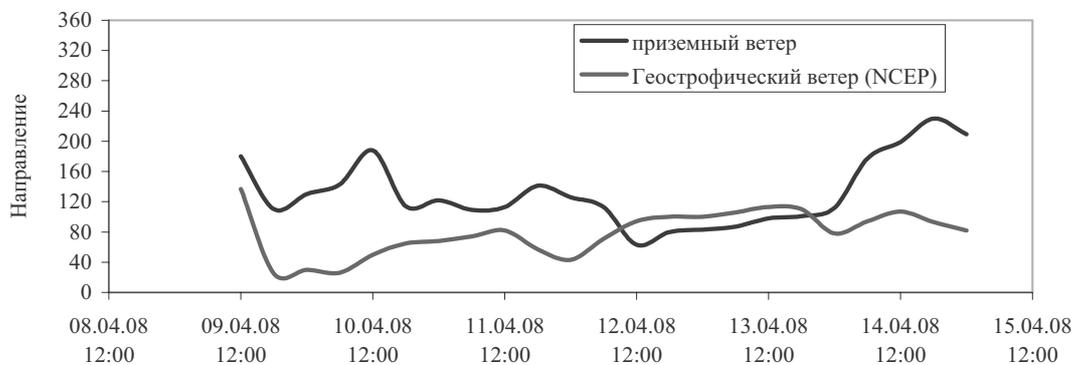


Рис. 2. Временной ход направления измеренного на высоте 2 м ветра и геострофического ветра, полученного по данным реанализа NCEP

Рисунок 3 показывает временной ход приземной температуры и скорости ветра в течение эксперимента. Между 10 и 12 апреля погода была ясная, и наблюдался типичный суточный ход кatabатического ветра для весенне-летнего сезона. Этот суточный ход характеризуется двумя максимумами скорости ветра. При понижении температуры и отсутствии облачности возникает слабый локальный ветер. Сильное ночное радиационное выхолаживание приводит к усилению стокового ветра и образованию температурной инверсии над склоном (1-й максимум). В дневное время над ледником значительная часть солнечной радиации отражается от поверхности, и лишь небольшая часть ее поглощается. Тем не менее, этого достаточно чтобы усилить конвективное перемешивание в приземном слое атмосферы. Перемешивание подавляет кatabатический поток. Приземный поток меняет направление ближе к направлению геострофического ветра и, в случае соответствующей крупномасштабной циркуляции, усиливает его (2-й максимум). Постепенно в результате прогрева приповерхностный слой приближается к состоянию устойчивой стратификации. Катабатический поток стихает и начинает преобладать геострофический ветер.

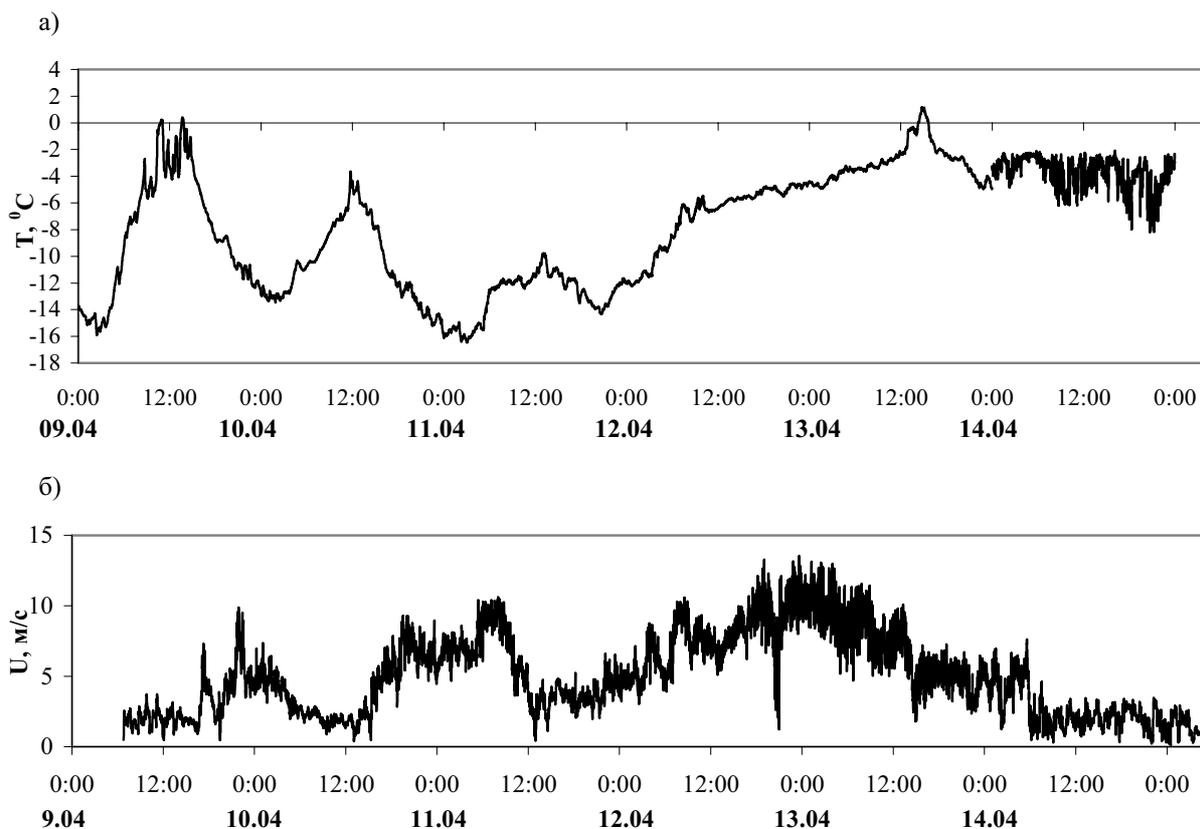
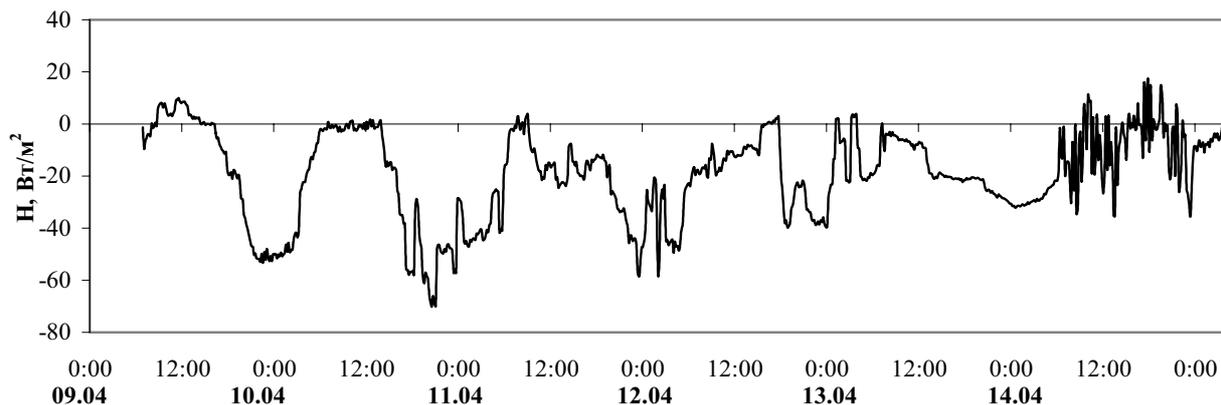


Рис. 3. Временной ход температуры приземного воздуха (а) и скорости ветра (б) за время наблюдений

Значения потока тепла ( $H$ ) и динамическая скорость ( $u^*$ ) за весь период наблюдений представлены на рисунке 4 а,б. Большую часть времени поток тепла отрицателен (рис. 4а), что соответствует устойчивому состоянию атмосферы. Когда турбулизация атмосферы значительна, сильное вертикальное перемешивание приводит к сильному потоку тепла, направленному из атмосферы к поверхности (отрицательный поток). В последний день измерений при слабых ветрах и небольшой облачности поток тепла стал приближаться к положительным значениям, что соответствует конвективным условиям. Наибольшие значения потоков тепла наблюдались в дневное время из-за прогрева поверхности и возникновения конвективных процессов.

а)



б)

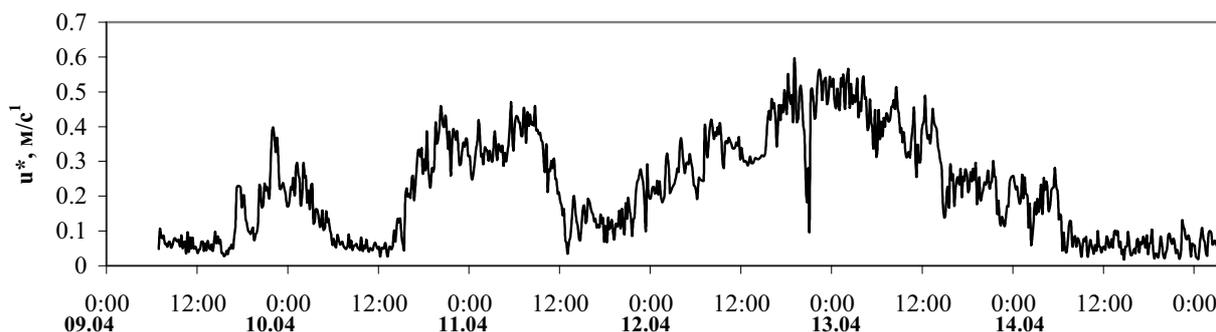


Рис. 4. Временной ход турбулентного потока тепла ( $H$ ) и динамической скорости ветра ( $u^*$ ) в период измерений

Параметр шероховатости поверхности ( $z_0$ ) – один из главных параметров, используемых при моделировании пограничного слоя атмосферы. Основной метод определения  $z_0$  состоит в использовании параметризации вертикального профиля скорости ветра в адиабатических условиях [19].

$$z_0 = ze^{-ku/u_*} \quad (3)$$

где  $u$  – скорость ветра,  $u_*$  – динамическая скорость,  $z$  – высота измерений,  $k$  – постоянная Кармана ( $=0.4$ ). Но кататический поток очень узок. И использование теории подобия Монина-Обухова в этом случае не всегда возможно. Андреас [20] предложил для расчета  $z_0$  снежной поверхности как функции  $u^*$  использовать формулу, которая включает как турбулентный, так и аэродинамически-гладкий режим обтекания поверхности:

$$z_0 = \frac{0.135H}{u_*} + 2.0 \times 10^{-4} \exp\left[-\left(\frac{u_* - 0.25}{0.15}\right)^2\right] + \frac{0.03u_*^2}{g}, \quad (4)$$

где  $\nu$  – кинематическая вязкость воздуха, а  $g$  – ускорение свободного падения. Каждая часть формулы соответствует определенному аэродинамическому режиму обтекания поверхности:  $\frac{H}{u_*}$

определяет аэродинамически-гладкое обтекание, а наличие снежных наносов и заструг описывается

функцией  $u_*^2 / g$ , и промежуточный режим между этими состояниями, когда постоянная шероховатость поверхности определяет перенос импульса над ней, представлен нелинейной функцией динамической скорости. Рисунок 5 показывает зависимость параметра шероховатости, полученного из формулы (4) от направления ветра во время измерений. Средняя величина параметра изменялась от  $4 \times 10^{-4}$  до  $1.2 \times 10^{-3}$  м, что соответствует средним характеристикам снега и льда. Наибольший пик соответствует сектору, в который попадают строения станции, но ветра этого направления достаточно редки. Второй пик значений  $z_0$  наблюдался, когда ветер дул со стороны горного хребта и поток получался сильно турбулизированным.

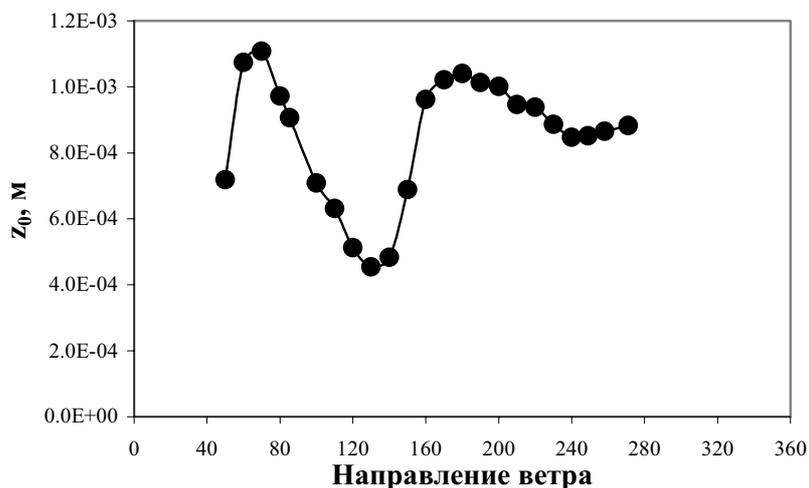


Рис. 5. Зависимость параметра шероховатости, рассчитанного по данным измерений, от направления ветра

### Заключение

В данной работе представлены предварительные результаты измерений параметров приземного слоя атмосфере на Шпицбергене в весеннее время. Основной ветровой поток приходит в район Нью-Алесунта в результате кatabатического стока с ледника Конгсвеген, расположенного в 10 км. восточнее станции. Это ветер способен как усиливать геострофический ветер, возникающий вследствие крупномасштабной циркуляции, так и подавлять его. Поэтому направление приземного ветра в районе станции может существенно отличаться от направления геострофического ветра в регионе. Этот факт важно учитывать как при интерпретации спутниковых данных, так и при построении мезомасштабных региональных моделей. Основной особенностью кatabатического ветрового потока является наличие вихрей разных масштабов, которые приводят к его сильной порывистости и нестационарности. Образование вихревых структур носит периодический характер. Процессы энергообмена при действии кatabатического ветра имеют четкий суточный ход, в соответствии с суточным ходом скорости ветра и температуры. Параметр шероховатости поверхности, полученный из экспериментальных данных, может быть использован как входной параметр в региональных моделях.

Работа выполнялась в рамках проектов РФФИ 08-05-00279, 08-05-00099, 07-05-92311-НВО.

### Литература

1. Ball F.K. The theory of strong katabatic winds // Aust. J. Phys. 1956. V. 9. P. 3401-3415.
2. Manins, P.C., Sawford B.L. A Model of Katabatic Winds // Atmos. Sci. 1979. V. 36(4), P. 619-628.

3. *Parish, T.R., Bromwich D.H.* Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind // Regime. *J. Climate*. 1991. V.4. P. 135–146.
4. *Söderberg S. Parmhed O.* Numerical modelling of katabatic flow over a melting outflow glacier // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 120. P. 509–534.
5. *Parish T.R.* Surface overflow over East Antarctica // *Mon. Wea. Rev.* 1982. V. 110. P. 84-90.
6. *Gronas S., Skeie P.* A case study of strong winds at an Arctic front // *Tellus A.* 2002. V. 51. N5. P. 865 – 879.
7. *Bromwich, D.H., J.J. Cassano, T. Klein, G. Heinemann, K.M. Hines, K. Steffen, and J.E. Denby, B., and C.J.P.P. Smeets.* Derivation of Turbulent Flux Profiles and Roughness Lengths from Katabatic Flow Dynamics // *J. Appl. Meteor.* 2000. V. 39. P. 1601–1612.
8. *Bromwich D.H., Carrasco J.F.* Satellite observations of katabatic wind propagation for Great distances across the Ross ice shelf // *Month. Weather Rev.* 1992. V.120. P. 1940-1949.
9. *Мутягина 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.
10. *Parish T.R., Waight K.T.* The forcing of Antarctic katabatic winds // *Mon. Wea. Rev.* 1987. V. 115. P. 2214-2226.
11. *Box N.* Mesoscale Modeling of Katabatic Winds over Greenland with the Polar MM5 // *Mon. Wea. Rev.* 2000. V. 129. P. 2290–2309.
12. *Ferrer, J., Rotach M.W.* On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet // *Bound.-Layer Meteor.* 1997. V. 85. P. 111-136.
13. *Oerlemans J. Vugts H.E.* A Meteorological Experiment in the Melting Zone of the Greenland // Ice Sheet. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1993. V. 74(3). P. 355-365.
14. *Baldocchi D.* Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future // *Global Change Biology*. 2003. P. 479-492.
15. *Massman W.J., Lee X.* Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges // *Agricult. and For. Meteorol.* 2002. V. 113. P. 121–144.
16. *Webb E.K., Pearman G.I., Leuning R.* Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer // *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 1980. V. 106. P. 85-106.
17. *Forland, E.J., I. Hansen-Bauer and P. Nordli.* Climate statistics and long-term series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen, Den Norske Meteorologiske Institutt, Oslo, Norway, Rep. OMNI39/90 KLIMA. 1997. pp. 40.
18. *Biene, H.J., S. Argentini, A. Maurizi, G. Mastrantonio and A. Viola.* The local wind field a Ny-Alesund and Zeppelin mountain at Svalbard // *Meteorol. Atmos. Phys.* 2001. V. 78. P. 107-113.
19. *Stull, R.B.* An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 1988, 666 p.
20. *Andreas E.L., Jordan R.E., Makshatas A.P.* Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results, *Bound.-Layer Meteor.*, 114, 439-460, 2005.

# Measurement of the katabatic wind turbulent structure in the Spitsbergen coastal zone

I.A. Repina<sup>1,2</sup>, B.V. Ivanov<sup>3</sup>, R.D. Kuznetsov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS*

<sup>2</sup>*Space Research Institute of RAS*

<sup>3</sup>*Arctic and Antarctic Research Institute*

A particularity of the glacier areas is the quasi persistence of strong offshore winds near the surface. The so-called katabatic winds are generated by the negative buoyant force that develops in the stable cooled layer along the ice sheet slopes. Katabatic winds exist in many parts of the world and are winds that flow from the high elevations of mountains, plateaus, and hills down their slopes to the valleys or planes below. They provide the major ventilation mechanism in mountainous regions at night when synoptic pressure gradients are weak. Katabatic winds are the main components of the climate at glaciers and surrounding areas, in particular, at the Antarctica, Greenland, and Arctic islands.

Our experiments were carried out near the Konsvegen glacier in Svalbard during the spring time. The purpose of this work is determination of the boundary conditions for the mesoscale climate models.

**Keywords:** polar climate, katabatic winds, air-surface exchange, roughness parameter.