

Параметризация процессов возникновения и эволюции низовой метели

В.И. Бычкова, К.Г. Рубинштейн*

*Гидрометцентр России
123242, г. Москва, Б. Предтеченский пер., 11–13*

Поступила в редакцию 24.05.2017 г.

Представлена параметризация возникновения и эволюции низовой метели с учетом всех основных физических механизмов возникновения метелевого переноса, динамики потока воздуха и снежных частиц, а также процесса испарения взвешенных частиц.

Ключевые слова: прогноз метелей, физика приземного слоя, взаимодействие снежной поверхности и нижнего слоя атмосферы; blizzards forecast, physics of the surface air layer, interaction of the snow surface and lower layer of the atmosphere.

Введение

При прогнозировании метелей большее внимание традиционно уделялось общим метелям, формирующимся во время выпадения снега. Задача прогноза общих метелей сводится к прогнозу выпадения твердых осадков при ветре. Объект исследования настоящей работы — низовая метель, формирующаяся снегом, переносимым ветром с поверхности.

Низовая метель — сложное и интересное для изучения явление. При достижении ветром в приземном слое определенной скорости снег, составляющий верхний слой снежного покрова, может захватываться воздушным потоком и переноситься на большие расстояния (метель). Снежинки, ударяясь о снежную поверхность, разрушаются и приводят в движение новые массы частиц. С точки зрения механики воздушной среды, метель представляет собой двухфазный поток, состоящий из твердой фазы (снежинки и прочие примеси) и воздуха.

Проблема механики метелей по своей сути гидродинамическая. Ее можно рассматривать как частный случай гидродинамики многофазных потоков. К другим примерам многофазных потоков можно отнести движение речных наносов, песчаные бури и брызги морских волн.

Метелевый перенос способен существенно изменить динамический и тепловой режимы приземного слоя атмосферы. При взаимодействии потока воздуха с шероховатой подстилающей поверхностью генерируется турбулентная энергия, которая вызывает диффузионный поток частиц из приповерхностного

слоя вверх. Часть этой турбулентной энергии затрачивается на диффузию мелких частиц твердой фазы. Именно движение в потоке взвешенных частиц приводит к уменьшению турбулентности потока и, следовательно, к более быстрому росту скорости с увеличением расстояния от подстилающей поверхности [1].

Процесс сублимации снега, интенсифицирующийся при метели, требует затрат тепла, а значит сублимация изменяет энергетический баланс нижнего слоя атмосферы, что выражается в понижении температуры воздуха. Непрерывный обмен снегом, лежащим на поверхности, со снежными частицами, поднятыми в воздух, приводит к его уплотнению и изменению снежного рельефа. При определенных условиях происходит выдувание снега или же его накопление. Нахождение снежных частиц в воздухе изменяет оптические свойства атмосферы, например видимость. Таким образом, возникновение метели может существенно изменить состояние приземного слоя воздуха.

Последний численный метод прогноза общих метелей, разработанный в России, относится к 1989 г. [2] и в настоящее время не используется. За предыдущие 25 лет характеристики как прогностических моделей, так и вычислительных машин сильно изменились. Существующие зарубежные численные описания метелевого переноса разработаны под конкретные прикладные задачи расчета снегозадерживающих сооружений и не адаптировались под задачи метеорологического прогноза в российской практике. В численных методах прогноза погоды, используемых в России, низовая метель не фигурирует как отдельный объект прогнозирования. В нашей статье предложен метод прогнозирования метелевого переноса, основанный на параметризации процессов возникновения и эволюции метели с использованием входных данных мезомасштабной модели.

* Виктория Игоревна Бычкова (er-riad@mail.ru); Константин Григорьевич Рубинштейн (k.g.rubin@googlemail.com).

Описание параметризации низовой метели

В задачи численного описания низовой метели входят определение концентрации взвешенных снежных частиц в воздухе (твердая фаза метели) и учет обратного влияния метели на состояние приземного слоя воздуха.

При диагностике начала метелевой деятельности важно определить метеорологическую ситуацию, благоприятную для подъема снежинок. Эта задача предшествует основным расчетам концентрации снежинок и включает в себя проверку комбинации трех метеорологических параметров: температуры, скорости ветра и высоты снежного покрова.

Для развития низовой метели необходимо наличие снежного покрова. В предлагаемой нами параметризации в качестве критерия наличия снежного покрова используется его высота в 0,1 м. Если высота снега меньше, то снежный покров с большой вероятностью мозаичен и запасов снега может быть недостаточно для насыщения взвешенными снежными частицами нижнего слоя атмосферы. В качестве критического значения температуры на высоте 2 м выбрана величина -1°C . Низовые метели при температуре выше нуля – достаточно редкое явление, так как влажный снег обладает большой плотностью и для его подъема с поверхности требуются крайне высокие и редкие скорости ветра.

Теперь рассмотрим вопрос об определении критической скорости ветра, достижение которой повлечет подъем снежинок с поверхности. Критическая скорость ветра зависит от состояния снежного покрова. Менее плотный, свежий снег легче захватывается и поднимается ветром, нежели залежалый и уплотненный. В работе [3] рассмотрены несколько способов определения критической скорости ветра. Наилучшие результаты показал метод, разработанный канадскими исследователями на основе анализа эмпирических данных [4], где критическая скорость ветра (м/с) определяется как

$$U_{th} = a + b(T + c)^2. \quad (1)$$

Здесь T – температура воздуха на высоте 2 м, $^\circ\text{C}$; $a = 6,975$ м/с; $b = 0,0033$ м/с $\cdot^\circ\text{C}$; $c = 27,27^\circ\text{C}$ – эмпирические константы.

Как уже отмечалось выше, одна из основных задач математического моделирования низовой метели – определение концентрации взвешенных снежных частиц в нижнем слое атмосферы. Источник твердой фазы метели – снежная поверхность. Горизонтальный поток снежных частиц зависит в первую очередь от массы частиц (отнесенной к единичному объему), оторвавшихся от поверхности и вовлеченных в метелевый перенос (Q_{hs} , кг/м 3). Концентрация поднимающихся снежинок рассчитывается от уровня сальтации h_s (м), т.е. уровня скачкообразного движения частиц по снежной поверхности:

$$h_s = c_1 u_*^n, \quad (2)$$

где u_* – скорость трения, м/с; $c_1 = 0,0843$ с и $n = 1,27$ – константы [5].

За высоту уровня сальтации принимается высота нижнего слоя в расчетном алгоритме. Шаг по вертикали составляет 1 м, верхний уровень ограничен высотой 10 м плюс высота уровня сальтации. По данным [6], высота низовой метели в среднем составляет около 10 м, что и обуславливает ограничение верхнего расчетного уровня параметризации.

В предлагаемом алгоритме используется эмпирическая зависимость радиуса частиц от высоты (z , м) из работы [7]:

$$r(z) = lz^m \quad (3)$$

($l = 4,6 \cdot 10^{-5}$ и $m = -0,258$ – эмпирические константы).

Если на некотором шаге по времени в какой-то точке диагностировалась метель, то на следующем шаге плотность поверхностного снега ρ_{sn} в этой точке пересчитывается. Если шаг по времени в параметризации метели составляет 1 ч, то плотность поверхностного снега увеличивается на 9 кг/м 3 [6].

Далее вычисляется основная характеристика низовой метели – массовая концентрация снежных частиц на уровне сальтации [8], которая зависит от состояния снежной поверхности и ветрового режима потока:

$$Q_{hs} = \rho_{sn} a_1 \left(1 - \frac{U_{th}}{U_{10}} \right)^{b_1/u_*}, \quad (4)$$

где U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; $a_1 = 0,385$ и $b_1 = 2,59$ м/с – эмпирические константы. Константа b_1 имеет физический смысл критического значения скорости трения, превышение которого влечет за собой увеличение концентрации снежных частиц, поднимаемых с поверхности.

Суть выражения (4) в том, что чем больше фактическая скорость ветра превышает пороговое значение, тем больше снежинок могут быть вовлечены в метелевый перенос. Скорость трения увеличивает количество поднимаемых снежинок. Константы определены на основе данных метелемерных измерений [9] на территории Канады. Оценки, приведенные в [9], показывают, что расчеты концентрации снежных частиц по формуле (4) обладают высокой точностью. Метеорологические условия, характерные для зимы в Канаде, близки к зимним условиям на европейской территории России. Поэтому использование данной формулы для расчета концентрации снежинок в нашем случае вполне допустимо.

На каждую снежинку, поднятую с поверхности земли, действует сила тяжести и сила вязкого трения. Эти силы определяют скорость оседания частиц ($V\downarrow$, м/с), поэтому зависимость концентрации твердой фазы метели (Q , кг/м 3) от высоты над уровнем сальтации имеет вид [10]:

$$Q(z) = Q_{hs} \left(\frac{z}{h_s} \right)^{-\omega}, \quad \omega = \frac{V\downarrow}{k u_*} \quad (5)$$

(k – константа Кармана).

Скорость оседания частиц зависит от их размеров. В работах [6, 11, 12], посвященных траектории частиц в метели, предложено несколько зависимостей скорости оседания частиц от их диаметра (d , м). Формулы, описывающие зависимость, можно представить в общем виде как

$$V \downarrow = a_2 d^p. \quad (6)$$

Здесь a_2 и p – константы, определяемые размерами и формой частиц и найденные эмпирическим путем. Для скорости оседания частиц, форму которых можно представить как сферическую, $p = 1$; параметр a_2 колеблется в пределах от 2230 до 2440 1/с [10–12]. В предлагаемом алгоритме для определения скорости оседания частиц используется зависимость скорости оседания от линейных размеров снежинки ($a_2 = 2440$ 1/с) согласно [10].

С помощью полуэмпирических формул (3)–(6) можно определить основные характеристики метели: концентрацию метелевых частиц на всех расчетных уровнях, плотность снега, скорость осаждения частиц и их линейные размеры.

Второй блок работы модели низовой метели направлен на расчет обратного влияния метели (изменение параметров) на состояние приземного слоя воздуха. В нашем алгоритме вычисляются изменения скорости ветра, температуры воздуха, метеорологической видимости и плотности поверхностного снега при метелевом переносе.

Скорость двухфазного метелевого потока рассчитывается в соответствии с [10]:

$$u(z) = u_{hs} + \frac{(1 + \alpha)u_*}{k} \ln \frac{z}{h_s}; \quad (7)$$

$$\alpha = \frac{\beta g k^2 h_s \sigma Q_{hs}}{(1 + \sigma Q_{hs}) u_*^2}, \quad (8)$$

$\sigma = (\rho_{sn} - \rho_{air}) / \rho_{air}$, ρ_{air} – плотность воздуха; $\beta = 2,1$; α – альbedo снега; u_{hs} – скорость ветра на высоте уровня сальтации (м/с).

Физический смысл формулы в том, что при отсутствии метелей действительная скорость ветра рассчитывается по классической теории Монина–Обухова. При возникновении метели появляется «добавка» к скорости, пропорциональная концентрации взвешенных снежных частиц. Вихревой перенос снежных частиц всегда приводит к уменьшению турбулентности в приземном и пограничном слоях и, как следствие, к увеличению скорости ветра.

В модели также рассчитывается скорость сублимации (м/с) согласно [13]:

$$Q_{sb} = \frac{2\pi r \sigma_1 - \frac{Q_r}{K N u T} \left[\frac{L_s}{R_V T} - 1 \right]}{\frac{L_{sb}}{K S h T} \left[\frac{L_{sb}}{R_V T} - 1 \right] + R_V \frac{T}{Sh D e_i}}, \quad (9)$$

где $\sigma_1 = \frac{e - e_i}{e_i}$, e_i – давление насыщенного водяного

пара над льдом, e – давление водяного пара, мбар; r – радиус частиц, м; Q_r – радиация, приходящая

к частице, Вт; T – температура воздуха на высоте 2 м, К; $K = 2,4 \cdot 0,01$ Вт/мК – теплопроводность воздуха; $L_{sb} = 2,838 \cdot 10^6$ Дж/кг – скрытая теплота сублимации; $R_V = 461,5$ Дж/кгК – газовая постоянная; $D = 2,25 \cdot 10^{-5}$ м²/с – молекулярная диффузия водяного пара в воздухе; $Nu = Sh$,

$$Sh = 1,79 + 0,606 Re^{0,5} - \text{число Шервуда}, \quad (10)$$

$$Re = \frac{2r V_r}{\nu} - \text{число Рейнольдса}, \quad (11)$$

$\nu = 0,000012$ м²/с – кинематическая вязкость среды, V_r – относительная скорость снежинок, м/с.

На основе анализа данных натуральных экспериментов в [9] предложено определение относительной скорости снежинок в виде суммы вертикальной ($c_v u_*$) и горизонтальной компонент ($c_h u_*$):

$$V_r = c_v u_* + c_h u_* \quad (12)$$

($c_v = 0,68$, $c_h = 2,3$).

Предполагается, что вертикальная компонента скорости пропорциональна скорости трения с коэффициентом пропорциональности c_v . В работах [7, 14], посвященных изучению скорости снежинок и сравнению результатов расчетов с данными наблюдений, коэффициент пропорциональности c_v изменяется от 0,68 до 0,63; $u_* = 0,185$ м/с – критическое значение скорости трения. Расчеты скорости снежных частиц по формуле (12) хорошо согласуются с данными [6, 15].

Приходящая к частице радиация Q_r рассчитывается по формуле, предложенной Шмидтом [16]:

$$Q_r = \pi r^2 (1 - \alpha) Q^*, \quad (13)$$

Q^* – суммарная приходящая радиация, Вт/м².

Давление насыщенного водяного пара над льдом e_i вычисляется по формуле Магнуса. Далее, зная относительную влажность, рассчитывается давление водяного пара e .

На сублимацию расходуется дополнительная энергия, и, следовательно, изменяется термический режим нижнего слоя атмосферы. Исходя из предположения, что сублимация требует значительных затрат тепла (1570 кДж на 1 кг массы снега [6]), можно рассчитать количество тепла, необходимое для сублимации известного количества снежных частиц при известной температуре. Мы предлагаем следующую формулу для оценки понижения температуры воздуха (К/с):

$$\Delta T = \frac{H^- Q_{sb}}{H_{air} M_{air} + H_{sn} M_{sn}}, \quad (14)$$

где $H^- = 1570$ кДж/кг – затраты тепла на сублимацию; $H_{air} = 1,015$, $H_{sn} = 2,060$ кДж/кг·К – теплоемкости воздуха и снега соответственно; M_{air} , M_{sn} – массы воздуха и снега соответственно.

Как отмечалось выше, на каждом шаге по времени численной схемы параметризации рассчитывается концентрация твердой фазы метели на всех вертикальных уровнях. Зная эту характеристику,

с учетом плотности снега можно рассчитать возможные метелевые наносы S_{bs} (м). Мы представляем следующий способ расчета:

$$S_{bs} = \left[\frac{1}{\rho_{sn}} \int_{h_s}^{z=10} Q(z) dz \Big|_{(t=t+1)} - \frac{1}{\rho_{sn}} \int_{h_s}^{z=10} Q(z) dz \Big|_{(t=t)} \right]. \quad (15)$$

При ослаблении ветра ниже критического значения метель прекращается, а все поднятые метелью снежинки оседают на поверхности. После завершения метели величина снежных наносов будет соответствовать количеству снежинок, поднятых за все время развития метелевого переноса.

Нахождение в воздухе взвешенных снежных частиц существенно меняет оптические свойства атмосферы. В работе [17] приведены графики зависимости видимости от скорости ветра при метели. В данном случае скорость ветра выступает показателем интенсивности метели. Согласно данным [17], при скорости ветра в 15 м/с видимость понижается до 100 м. По мнению авторов настоящей статьи и согласно [18], подобные значения видимости занижены. В расчетный алгоритм модели метелевого переноса входит метод расчета видимости (Vis , м), основанный на анализе данных наблюдений в аэропортах европейской территории России [18]:

$$Vis = (v_0 - U_{10}) \cdot n, \quad (16)$$

где $v_0 = 20$ м/с — скорость ветра, при которой видимость считается нулевой; $n = 250$ с.

Метеорологическая видимость — величина, имеющая высокую временную и пространственную дисперсию. Все существующие физические или эмпирические формулы определения видимости имеют погрешности ввиду принимаемых допущений или пренебрежений. Фактическая видимость существенно зависит от рельефа территории и от направления воздушного потока. Поэтому следует подходить с осторожностью к применению численных методов для определения видимости в конкретной пространственной точке.

Для реализации предлагаемой схемы параметризации низовой метели необходимы входные данные, а именно: поле компонент скорости ветра на уровне 10 м, температура и относительная влажность воздуха на высоте 2 м, скорость трения, атмосферное давление, высота снега и его плотность, количество приходящей коротковолновой радиации. В настоящей работе в качестве метеорологической информации мы использовали выходную продукцию модели WRF-ARW [19]. Однако для получения метеорологической информации можно воспользоваться и другими мезомасштабными моделями, обладающими хорошим качеством прогноза температуры воздуха и скорости ветра.

Результаты параметризации

Представленная модель метели учитывает основные физические механизмы возникновения и эволюции этого явления, а также изменения скорости

потока и температуры воздуха, характеристик поверхностного снега и видимости в период метелевого переноса.

Блок-схема описанного численного алгоритма изображена на рис. 1.

Приведем пример расчета по предложенному алгоритму метеорологических величин в период метели. Метеорологические условия, отраженные в этом примере, смоделированы и не имеют отношения к конкретным моменту времени и точке. Однако масштаб метеорологических величин, используемых в качестве входных параметров, характерен для метелевого переноса.

Входные данные (результаты прогноза модели WRF-ARW):

компонента скорости ветра U на высоте 10 м — 9,53516 м/с;

компонента скорости ветра V на высоте 10 м — -3,27892 м/с;

скорость трения — 0,969492 м/с;

высота снежного покрова — 0,353216 м;

плотность снежного покрова — 200,512 кг/м³;

атмосферное давление — 93471,5 Па;

относительная влажность воздуха на высоте 2 м — 76,9%;

температура воздуха на высоте 2 м — 270,283 К;

приходящая коротковолновая радиация — 284,634 Вт/м².

Тогда основные расчетные параметры метелевого переноса и метеорологических величин в период метели имеют следующие значения:

скорость ветра при метели на высоте 10 м — 13,29 м/с;

сублимационное охлаждение на высоте 2 м — -0,1575500 К;

видимость при метели — 1298,769 м;

осажденный снег — 0,0429 м;

скорость снежных частиц — 1,084755 м/с;

скорость оседания снежных частиц — 0,4292626 м/с;

радиус снежных частиц — 0,00017592730 м;

концентрация метели на уровне сальтации — 0,2402131 кг/м³;

высота уровня сальтации — 0,08104733 м.

По расчетам модели, скорость ветра в период метелевого переноса с заданными параметрами возрастет на 3 м/с, температура воздуха уменьшится на 0,15 К ввиду затрат тепла на сублимацию, видимость при метели составит чуть более 1200 м, высота снега увеличится на 0,11 м.

Как отмечалось выше, метелевый перенос влияет на многие метеорологические характеристики нижнего слоя атмосферы: скорость ветра, температуру, турбулентные потоки тепла и влаги, а также изменяет микрорельеф и плотность снега. Но оценить качество прогнозирования всех метеорологических элементов в период метели не представляется возможным. Масштаб сублимационного понижения температуры относительно мал — до 1 К, в среднем 0,4 К. В практике работы с моделями оценка вклада сублимационного охлаждения, масштаб которого одного порядка с точностью измерений температуры, крайне затруднительна.

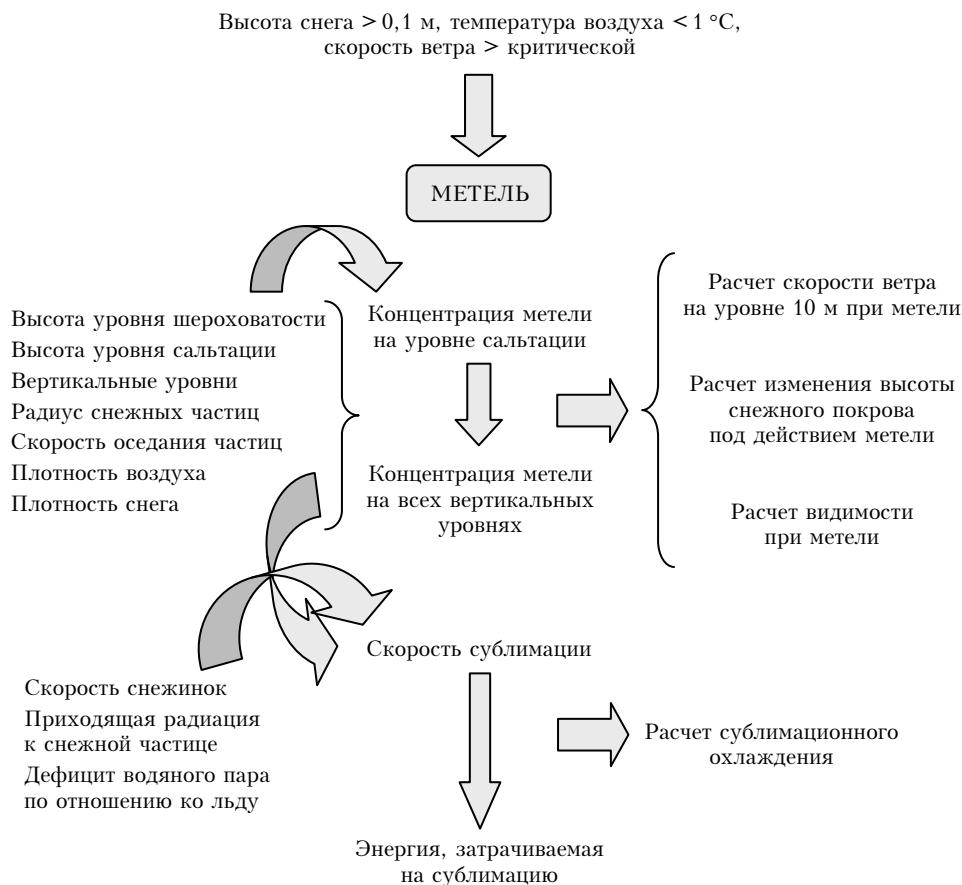


Рис. 1. Блок-схема численного алгоритма параметризации низовой метели

Оценить качество прогноза плотности снежного покрова и концентрации взвешенных частиц возможно при наличии специализированных данных наблюдений. Однако подобные метеорологические наблюдения проводятся крайне редко. При подготовке этой статьи нам не удалось получить ряды данных по плотности снега и характеристикам турбулентного обмена. Поэтому представлены оценки только критерия возникновения метели с использованием результатов наблюдений синоптической сети.

К сожалению, качество наблюдений на отечественной синоптической сети весьма затрудняет использование результатов наблюдений на территории России из-за большого количества пропусков и ошибок. Анализ данных за зиму 2012–2013 гг. показал, что на всей европейской территории России зафиксировано всего 10 случаев низовой метели, что явно не соответствует действительности. Поэтому было принято решение работать с данными Канадской метеорологической сети. Территория Канады выбрана в качестве полигона для тестирования предлагаемой параметризации процессов возникновения и эволюции низовой метели. В оценках использованы измерения на 10 станциях (три провинции — Саскачеван, Онтарио и Манитоба) (рис. 2) с часовой дискретностью в январе 2013 г.; для каждого срока наблюдений определен тип погоды. Общая продолжительность низовых метелей за указанный период по всем станциям составила 246 ч.

Для получения входных данных алгоритма параметризации низовой метели с помощью модели WRF-ARW были проведены серии экспериментов с применением вложенных сеток 18 и 6 км (рис. 3). Модель запускалась на 36 ч, первые 12 из которых не учитывались. Так были получены прогнозы для января 2013 г. В дальнейшей работе использовались эксперименты с пространственной дискретностью 6 км, полярная версия модели, конвективные процессы согласно [20]; микрофизические процессы в облаках по [21]; процессы, происходящие в планетарном пограничном слое в соответствии с [22]; процессы на подстилающей поверхности в соответствии с [23]. Характеристики подстилающей поверхности рассматриваемой территории описаны на основе базы данных MODIS с разрешением 0,5°. В качестве входных параметров для модели WRF-ARW во всех экспериментах использовались поля глобальной модели GFS с пространственным разрешением 0,5°.

В таблице представлены стандартные показатели качества прогноза метелевого переноса. В нашем случае ежедневно оценивались прогнозы наличия метели. Если в конкретный час наличие / отсутствие метели прогнозировалось и наблюдалось, прогноз считался оправдавшимся. Всего на 10 станциях за январь 2013 г. было проведено 7440 наблюдений. В таблице даны осредненные оценки качества по 10 станциям.

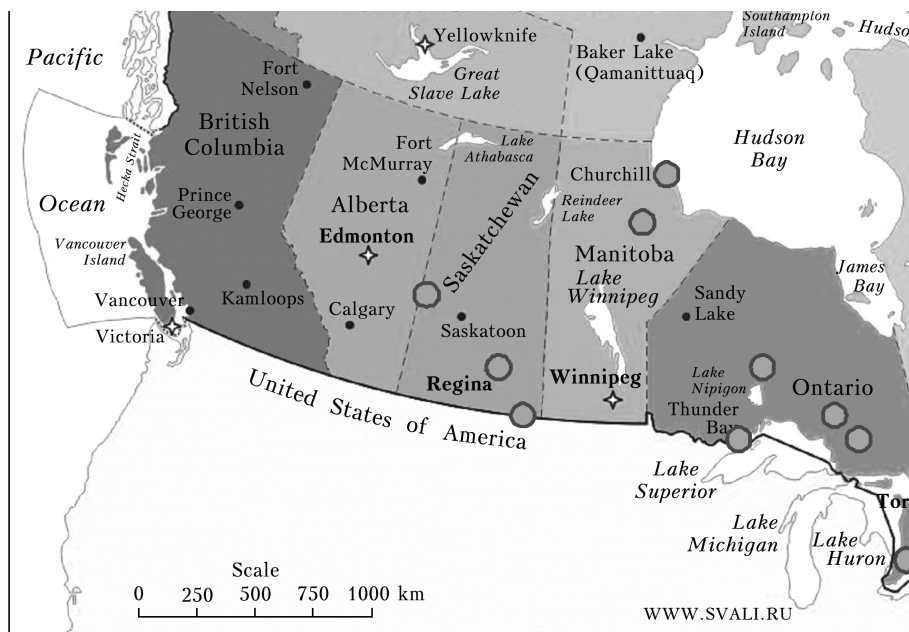


Рис. 2. Географическое расположение станций Канадской метеорологической сети

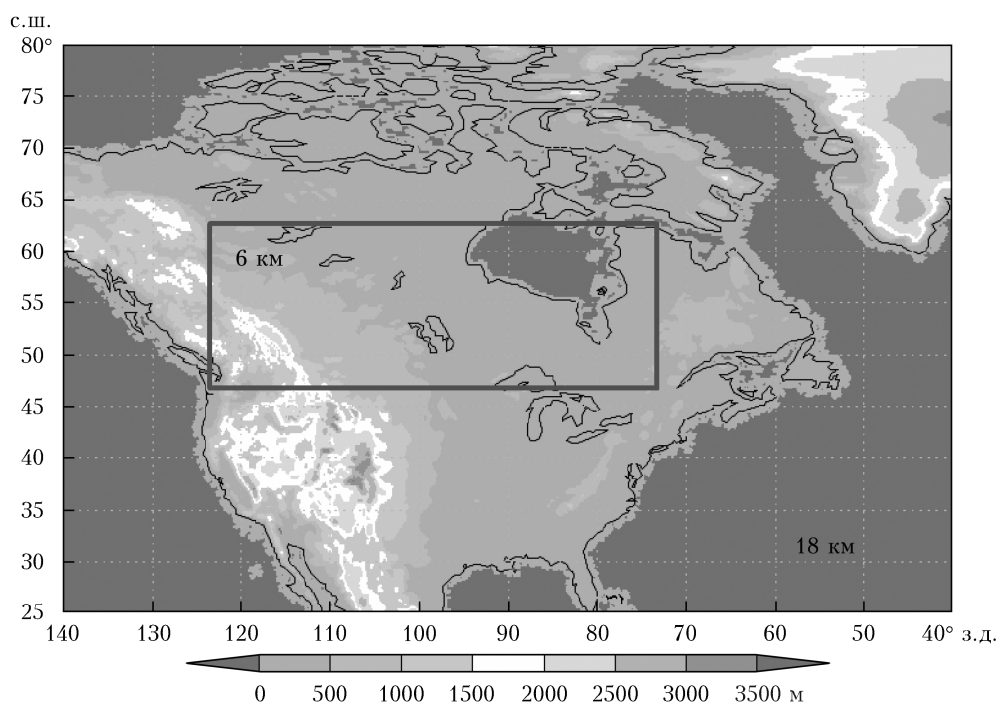


Рис. 3. Расчетная область модели WRF-ARW

Оценки качества прогноза низовых метелей

Показатель качества	Значение
Общая оправдываемость метели	93
Оправдываемость наличия метели	71
Оправдываемость отсутствия метели	95
Предупрежденность прогноза метели	71
Предупрежденность прогноза отсутствия метели	95
Критерий Пирси—Обухова	0,61
Критерий Н.А. Багрова	0,67
Суммарный показатель оправдываемости и предупрежденности наличия явления	143

Показатели качества прогнозов наличия метели рассчитаны по методическим указаниям оценки надежности методов, прогнозирующих факт метеорологических явлений, таких как метель, гололед, град [24]. В нашей работе данные показатели достаточно высоки, например, критерий Пирси—Обухова составил 0,61. Согласно методическим указаниям, прогнозы, которые характеризуются критерием Н.А. Багрова выше 0,33, являются надежными. В наших расчетах критерий Н.А. Багрова составил 0,67. Для оценки эффективности прогноза рекомендуется [24] использовать суммарный показатель оправдываемости

и предупрежденности наличия явления, его максимально возможное значение – 200%. По [25] суммарный показатель выше 130% характеризует удовлетворительное качество прогноза, у нас он составил 143%. Таким образом, по всем критериям оценки качества прогнозов прогноз наличия метели по предлагаемому алгоритму можно считать успешным.

Заключение

Предложенная параметризация процессов при низовой метели учитывает все основные физические механизмы возникновения метелевого переноса, динамики двухфазного потока, процесса испарения взвешенных частиц. В качестве основных искомых параметров выступают концентрация твердой фазы метели и концентрация сублимированного вещества. Обратное влияние метелевой деятельности учитывается путем пересчета плотности и высоты снега, скорости ветра на высоте 10 м, температуры воздуха, оптических характеристик атмосферы. Численная схема имеет 10 вертикальных уровней, нижний из которых определяется как высота уровня сальтации для каждого момента времени, вертикальный шаг составляет 1 м.

Представленный алгоритм – частично заимствованный. Авторами проведена работа по определению наиболее успешных (из имеющихся) методов расчета высоты уровня сальтации, радиуса снежных частиц, массовой концентрации метели. Многие методы вычисления указанных характеристик используют эмпирические константы. В имеющихся публикациях на эту тему для некоторых констант определен интервал значений. Нами были произведены выбор оптимального точного значения эмпирических констант, а также анализ чувствительности расчетной схемы к их изменениям. Непосредственно авторами работы предложен метод расчета сублимационного охлаждения и метелевых наносов.

Прогноз факта метели можно считать вполне успешным. Осредненные показатели качества прогноза по рассматриваемым синоптическим данным составили: критерий Пирси–Обухова – 0,61, критерий Н.А. Багрова – 0,67, суммарный показатель оправданности и предупрежденности наличия явления – 143% (при максимальном его значении 200%). Согласно [24, 25], подобные значения критериев указывают на весьма удовлетворительное качество прогнозов. Другие метеорологические параметры, рассчитываемые параметризацией (сублимационное охлаждение, изменение плотности снега, количество взвешенных снежных частиц и др.) проверить не представлялось возможным из-за отсутствия данных наблюдений. Численный алгоритм расчета низовой метели подготовлен для использования в оперативной практике на территории Центрального федерального округа РФ.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета с целью повышения его конкурентоспособности

среди ведущих мировых научно-образовательных центров, а также при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-35-00489 мол_а, 16-05-00822 а, 14-08-01105\16, 15-05-0239516.

1. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. М.: Изд-во МГУ, 1973. 44 с.
2. Таран И.В., Купянская Т.П. Прогноз метелей различной продолжительности, включая стихийные для европейской территории СССР // Тр. Гидрометцентра СССР. 1989. Вып. 299. С. 22–24.
3. Бычкова В.И., Смирнова М.М., Рубинштейн К.Г. Анализ изменений скорости ветра и температуры воздуха в приземном слое при низовой метели по эмпирическим данным // Метеорол. и гидрол. 2018. № 1. С. 21–33.
4. Li L., Pomeroy J.W. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data division of hydrology // J. Appl. Meteorol. Climatol. 1997. V. 36, N 3. P. 205–213.
5. Pomeroy J.W., Male D.H. Optical properties of blowing snow // J. Glaciol. 1998. V. 34, N 116. P. 3–10.
6. Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: Изд-во Сиб. отделения АН СССР, 1963. 377 с.
7. Dery S.J., Taylor P.A. Some aspects of the interaction of blowing snow with the atmospheric boundary layer // Hydrol. Processes. 1996. V. 10. P. 1345–1358.
8. Dery S.J., Yau M.K. A BULK blowing snow model // Bound.-Lay. Meteorol. 1999. V. 93. P. 237–251.
9. Pomeroy J.W., Gray D.M., Landine P.G. The prairie blowing snow model: Characteristics, validation, operation // J. Hydrol. 1993. V. 144. P. 165–192.
10. Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow // Beitr. Phys. Atmos. 1995. V. 68, N 1. P. 85–94.
11. Budd W.F. The drifting of non-uniform snow particles // Studies in Antarctic Meteorology. Washington D.C.: Amer. Geophys. Union, 1966. V. 9. P. 59–97.
12. Mellor M. Cold regions science and engineering. Part III. Blowing snow. New Hampshire, 1965. 79 p.
13. Sauter T., Möller M., Finkelnburg R., Grabiec M., Scherer D., Schneider C. Snowdrift modelling for the Vestfonna ice cap, north-eastern Svalbard // Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1287–1301.
14. Pomeroy J.W. A process-based model of snow drifting // Ann. Glaciol. 1988. V. 13. P. 237–240.
15. Male D.H. The season snowcover // Dynamics of Snow and Ice Masses. New York: Academic Press, 1980. P. 305–395.
16. Schmidt R.A. Sublimation of snow intercepted by an artificial conifer // Agric. For. Meteorol. 1991. V. 54. P. 1–27.
17. Sato T., Kosugi K., Sato A. Estimation of blowing snow and related visibility distributions above snow covers with different hardness // Proc. of the 11th International Road Weather Conf., 2002. Sapporo, Japan. P. 1–8.
18. Богаткин О.А. Авиационные прогнозы погоды. СПб.: БХВ-Петербург, 2010. 288 с.
19. URL: <http://www.wrf-model.org/index.php> (last access: 14.04.2017).
20. Arakawa A., Schubert W.H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31, N 3. P. 674–701.
21. Thompson G., Rasmussen R.M., Manning K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis // Mon. Weather Rev. 2004. V. 132, N 2. P. 519–542.

22. *Janjic Z.I.* The surface layer in NCEP Eta model // Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, 19–23 August, 1996. Norfolk, VA. P. 354–355.
23. *Chen F., Dudhia J.* Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity // *Mon. Weather Rev.* 2001. V. 129, N 4. P. 569–585.
24. *Будловский Г.С.* Методические указания проведения производственных (оперативных) испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиофизических прогнозов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. 145 с.
25. *Методические* указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 102 с.

V.I. Bychkova, K.G. Rubinstein. **The parameterization of blowing snow beginning and evolution.**

A parameterization of blowing snow beginning and evolution is suggested with accounting for all basic physical mechanisms of snow drifting, dynamics of air and snow particles, and evaporation of suspended particles.