

3. ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ И ИХ РЕШЕНИЕ НА РЕГИОНАЛЬНОМ УРОВНЕ

3.1. Прогностическая модель асинхронных связей между полем приземной температуры воздуха на Среднем и Южном Урале и характеристиками общей циркуляции атмосферы*

Характерной особенностью современного этапа развития методов месячных прогнозов погоды является все более увеличивающееся число разработок, базирующихся на различных причинно-следственных связях между предикторами и предиктантом. Существование этих связей вначале подсказывается синоптическим опытом или общими физическими представлениями, а затем подтверждается практикой.

На Среднем и Южном Урале месячные прогнозы погоды составляются с использованием метода школы Мультиановского—Пагавы. На данном этапе его следует рассматривать как основной метод, так как он наиболее полно разработан и позволяет составлять прогнозы погоды на всей территории СССР. К тому же этот метод дает возможность прогнозировать ход погоды в течение месяца, что очень важно для народного хозяйства страны. Однако синоптический метод обладает и некоторыми недостатками (например, субъективизмом). Поэтому оправдываемость месячных прогнозов погоды остается еще низкой. В то же время для различных отраслей народного хозяйства Среднего и Южного Урала, в особенности сельского хозяйства, требуется надежный прогноз аномалий средней месячной температуры воздуха. Активизация исследований по предсказанию аномалий температуры воздуха на длительные сроки и с достаточной заблаговременностью позволит более рационально спланировать текущие работы, принять предупредительные меры к предотвращению или уменьшению возможных убытков.

Целью данной работы является разработка методики прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха на Среднем и Южном Урале на основе создания прогностической модели асинхронных связей между полем приземной температуры воздуха и характеристиками общей циркуляции атмосферы. Исследовался весенне-летний сезон (май, июнь, июль), поскольку в этот период особенно важно своевременно провести основные агротехнические мероприятия и создать кормовую базу. Район исследования включает Пермскую, Свердловскую, Челябинскую, Курганскую области и Башкирскую АССР, занимает площадь 657,9 тыс. км² и совпадает с территорией, обслуживаемой Уральским управлением по гидрометеорологии и контролю природной среды.

Общепризнано, что методы долгосрочных прогнозов погоды должны основываться на учете закономерностей развития общей циркуляции атмосферы.

* См. Вопросы микро- и мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы. Межвуз. сб. науч. тр. Пермь. 1985.

ры, ее особенностей в конкретных физико-географических условиях районов. Однако при построении любых прогностических моделей не всегда удастся учесть все особенности циркуляции. Циркуляция атмосферы определялась нами по состоянию центров действия атмосферы (ЦДА). Идея о влиянии ЦДА на формирование режима погоды не является новой. Еще Тейсеран да Бор в 1880 г. на основании анализа карт среднего месячного давления пришел к выводу о том, что погода сезонов в Европе определяется положением и интенсивностью ЦДА. Б.П. Мультановский также считал, что погода в Европе зависит от состояния определенных ЦДА. В последние два десятилетия эта идея получила дальнейшее развитие в трудах Н.И. Зверева, Д.А. Педя, К.А. Васюкова, Г.В. Свинохова и других ученых [1, 3]. При этом подход к определению ЦДА у разных авторов несколько различен. Одни авторы понимают под ЦДА области высокого или низкого давления, меняющие свое положение от сезона к сезону. Другие авторы под ЦДА понимают фиксированные области с преобладанием в них барических систем одного знака (циклонов или антициклонов) над барическими системами другого знака (во всяком случае, это следует из тех положений, которыми данные авторы руководствуются при отборе предикторов для построения своих прогностических систем). В дальнейшем мы будем придерживаться второго определения ЦДА. В работах этого направления в качестве предикторов использовались отдельные метеорологические величины (среднемесячные значения давления и температуры воздуха, а также месячные суммы осадков на станциях, расположенных вблизи центральных областей климатических центров циклонов и антициклонов), характеризующие циркуляцию в области ЦДА лишь косвенным образом. Однако наиболее полная характеристика циркуляционных процессов в сравнительно небольших районах может быть получена в результате оценки интенсивности и формы циркуляции.

В данной работе в качестве предикторов использованы количественные показатели интенсивности и формы циркуляции в ЦДА северного полушария. Для оценки интенсивности атмосферной циркуляции привлечены зональная (u_g) и меридиональная (v_g) составляющие скорости геострофического ветра (по физическому смыслу эти характеристики аналогичны зональному (I_3) и меридиональному (I_M) индексам А.Л. Каца), для описания формы атмосферной циркуляции — вертикальная составляющая вихря скорости геострофического ветра (Ω_z). Последняя является очень важной характеристикой, поскольку с ее изменениями связаны изменения интенсивности и географической локализации барических образований. Таким образом, помимо барико-циркуляционного режима в ЦДА косвенно будет учитываться и миграция циркуляционных систем, имеющая место во все сезоны года. В северном полушарии было выбрано 4 ЦДА. Это исландский и алеутский минимумы, азорский и севертихоокеанский максимумы.

Сформулируем основные положения, определяющие специфику и научную направленность данного исследования.

1. Центры действия атмосферы представляют собой часть единого, взаимосвязанного механизма, каким является общая циркуляция атмосферы. Поэтому характером движения в ЦДА определяются особенности распределения планетарных воздушных течений и переносимых ими потоков тепла, формирующих термический режим атмосферы.

2. Выбранные ЦДА расположены в акватории Тихого и Атлантического океанов. Общепризнано, что продолжительные изменения состояния атмосферы обусловлены в значительной степени процессами обмена энергией, влагой и теплом в системе «атмосфера–океан».

3. При таком выборе ЦДА учитывается тенденция к одновременному усилению или ослаблению интенсивности циркуляции в двух относительно автономных парах, с одной стороны, в исландском минимуме и азорском максимуме, с другой — в алеутском минимуме и северотихоокеанском максимуме. Эти обширные области, в значительной мере определяющие характер циркуляции атмосферы на всем северном полушарии, получили название области североатлантического и северотихоокеанского колебаний.

Расчет количественных показателей интенсивности и формы циркуляции производился по формулам

$$u_g = -\frac{4,84}{\sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (1)$$

$$v_g = \frac{4,84}{\sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (2)$$

$$\Omega_z = \frac{4,36}{\sin \varphi} \Delta P. \quad (3)$$

Здесь $\partial P/\partial x$ и $\partial P/\partial y$ измеряются в $гПа/град.эков.$, а ΔP в $гПа/(град.эков.)^2$. При этом u_g и v_g получаем в $м/с$, а Ω_z в $10^{-5} \cdot с^{-1}$.

Для вычисления производных использовалась восьмиточечная прямоугольная сетка с шагом d , равным $5 град.эков.$ ($555 км$). При этом начало координат совпадает с тем узлом широтно-долготной сетки, в котором производится расчет.

По методу наименьших квадратов были получены конечно-разностные выражения для определения $\partial P/\partial x$, $\partial P/\partial y$ и ΔP с учетом сходимости меридианов к полюсам. Эти (несколько громоздкие) выражения, практически без ущерба для точности, были упрощены и приведены к следующему виду:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{(P_1 - P_3) + (P_5 - P_6) + (P_8 - P_7)}{6d \cos \varphi}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} = \frac{(P_2 - P_4) + (P_5 - P_8) + (P_6 - P_7)}{6d}, \quad (5)$$

$$\Delta P = \frac{(P_1 + P_3)(1 - 2 \cos^2 \varphi) + (P_2 + P_4)(\cos^2 \varphi - 2) + \left(\sum_{i=5}^8 P_i - 2P_0 \right)(1 + \cos^2 \varphi)}{3d^2 \cos^2 \varphi}, \quad (6)$$

где P_0, \dots, P_8 — давление воздуха в соответствующих точках прямоугольной сетки; φ — широта начала координат сетки.

В качестве исходного материала использовался архив средних месячных значений давления воздуха на уровне моря в узлах широтно-долготной сетки (с шагом, равным $5 \times 5^\circ$) северного полушария. Архив подготовлен на магнитной ленте ЕС ЭВМ. Часть архива, содержащая данные о давлении за период с 1899 по 1972 гг., была составлена в Национальном центре по исследованию атмосферы (США). Дозапись данных за период с 1973 по 1978 гг. производилась в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова.

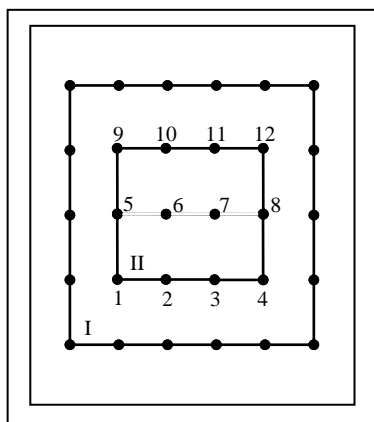


Рис. 1. Сеточные области.

Значения давления задавались во всех узлах прямоугольной области I каждого ЦДА (рис. 1). Характеристики U_g , V_g и Ω_z рассчитывались с использованием формул (1)—(6) в каждой точке области II. Таким образом, в этих точках происходит многократное наложение расчетных сеток, в результате чего исключаются локальные вариации и выделяются крупномасштабные особенности барико-циркуляционного режима в ЦДА. Расположение точек выбиралось исходя из среднего положения ЦДА на климатических картах [2]. Затем по каждому ЦДА производили осреднение полученных характеристик по формуле

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{12} f(x_i) \cos \varphi_i}{\sum_{i=1}^{12} \cos \varphi_i}, \quad (7)$$

учитывающей сходимости меридианов к полюсам. Здесь $f(x_i)$ — величина u_g , v_g или Ω_z в точке x_i данного ЦДА; φ_i — широта места.

Таким образом, были рассчитаны u_g , v_g и Ω_z в выбранных ЦДА для каждого месяца за период с 1944 по 1978 гг. Все расчеты выполнялись на ЭВМ ЕС-1033 по программе, составленной на языке ФОРТРАН.

При исследовании влияния ЦДА на температуру отдельных районов Среднего и Южного Урала определялись асинхронные связи (с помощью парного коэффициента корреляции) между аномалией средней месячной температуры воздуха в мае, июне и июле на 6 станциях Среднего и Южного Урала (Пермь, Сосьва, Свердловск, Чишмы, Магнитогорск, Курган) и количественными показателями интенсивности и формы циркуляции в ЦДА. При этом минимальная заблаговременность взятых предикторов составляет 3 месяца, а максимальная — 28 месяцев. Это позволяет, в частности, учесть известную квазидвухлетнюю цикличность атмосферных процессов.

Наряду с физической трактовкой прогностических связей первостепенное значение имеет статистический анализ выявления и использования предикторов, от выбора которых зависит качество будущих прогнозов. Разработан и реализован в три этапа алгоритм отбора наиболее информативных и устойчивых предикторов. На первом этапе проводилась оценка значимости вычисленных коэффициентов корреляции путем статистической проверки «нулевой гипотезы». Статистическую связь между предиктантом и предикторами продолжали изучать, если коэффициент корреляции между ними был не менее 0,35, что соответствует 5-процентному уровню значимости.

Для выбранных станций установлено 15–20 значимых предикторов. Однако в прогнозе необходимо использовать лишь устойчивые во времени связи. Использование неустойчивых во времени связей, несмотря на то, что к данному моменту они оказались выше определенного уровня значимости, может привести к неудовлетворительным прогнозам. Во избежание этого статистически значимые связи на втором этапе подвергались дальнейшему анализу — выявлялась их устойчивость во второй половине рассматриваемого периода (1962—1977 гг.). Связь считалась устойчивой, если не менее чем в 50% рассматриваемых лет коэффициент корреляции такой связи превышал заданный 5-процентный уровень значимости.

На втором этапе после отбора значимых связей число предикторов для выбранных станций уменьшилось до 5—10. Но использование всех устойчивых предикторов не всегда оправданно вследствие большой их взаимосвязанности. Поскольку некоторые предикторы фактически не вносят новой информации, то в дальнейшем они отбрасывались.

На третьем этапе при отборе значимых связей использовалась известная в теории множественной корреляции процедура просеивания, достаточно эффективная при большом числе предикторов, коррелирующих друг с другом.

Все расчеты выполнялись на ЭВМ ЕС-1033 в программе, составленной на языке ФОРТРАН.

В результате процедуры просеивания число предикторов для каждой станции сократилось до 2—5. Значение множественного коэффициента корреляции находится в пределах 0,60—0,80.

Одной из основных характеристик интенсивности и формы циркуляции в качестве отобранных предикторов наиболее часто выступает меридиональная составляющая скорости геострофического ветра v_g . Действительно, с изменениями последней связаны изменения переноса воздушных масс из одних широтных зон в другие, что приводит к формированию аномалий средней месячной температуры воздуха в различных областях, в частности на Среднем и Южном Урале, в весенне-летний период. Коэффициенты корреляции между v_g и средней месячной температурой воздуха для разных станций и месяцев находятся в пределах 0,35—0,57 (по модулю). Ко второй группе отобранных предикторов по частоте использования в прогностической модели относится вертикальная составляющая вихря скорости геострофического ветра Ω_z , с изменениями которой также связаны нарушения в зональном переносе воздушных масс, формирующих аномалии в поле средней месячной температуры воздуха на Среднем и Южном Урале в весенне-летний период. Коэффициенты корреляции этих связей изменяются в пределах 0,36—0,57 (по модулю). Таким образом, использование в прогностической модели v_g и Ω_z представляется физически обоснованным, поскольку они служат характеристиками процессов, оказывающих основное влияние на формирование поля средней месячной температуры воздуха на Среднем и Южном Урале в весенне-летний период. Наконец, к третьей группе отобранных предикторов по частоте использования в прогностической модели относится зональная составляющая скорости геострофического ветра u_g . Коэффициенты корреляции между u_g и средней месячной температурой воздуха для разных станций изменяются в пределах 0,35—0,44 (по модулю).

Подводя итог вышесказанному, отметим, что выявленные корреляционные связи свидетельствуют о существенном влиянии интенсивности и формы циркуляции в определенных ЦДА северного полушария на температурный режим весенне-летнего периода Среднего и Южного Урала. Эти связи можно использовать для разработки методики прогноза аномалий средней месячной температуры воздуха на территории Среднего и Южного Урала в весенне-летний период.

Предварительно путем проверки гипотезы о нормальном распределении предикторов и предиктанта обоснована возможность использования для решения поставленной задачи метода множественной линейной регрессии. Вычислением составного критерия, рекомендованного ГОСТом 8.207—76, показано, что вероятность нормального распределения предикторов и предиктанта составляет не менее 0,96, поэтому можно считать рассмотренные ряды стационарными.

Прогностические уравнения имеют вид

$$\Delta t_j = \sum_{i=1}^n a_{kj} \Delta F_k, \quad (8)$$

где Δt_j — ожидаемая аномалия температуры воздуха в данном пункте j и месяце; n — число предикторов; ΔF_k — аномалии характеристик интенсивности и формы циркуляции в ЦДА северного полушария; a_{kj} — коэффициенты линейной регрессии для j -го пункта, вычисленные по методу наименьших квадратов на ЭВМ ЕС—1033 для месяцев весенне-летнего периода по материалам 1946—1977 гг.

Оправдываемость прогнозов аномалий средней месячной температуры воздуха на Среднем и Южном Урале

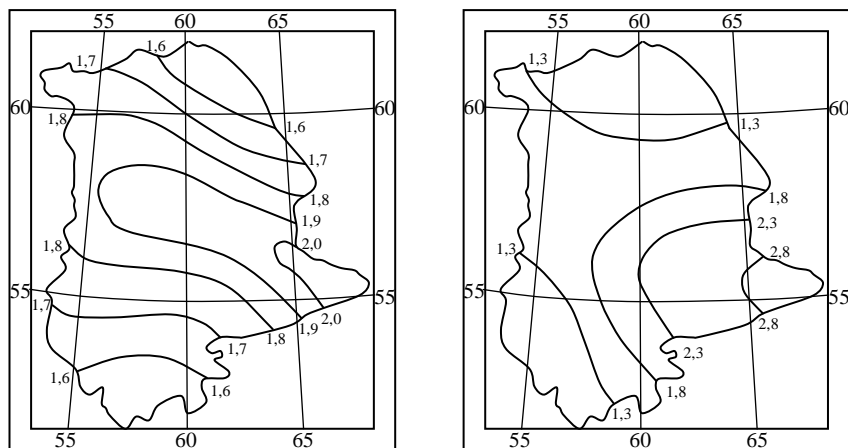
Станция	Май		Июнь		Июль	
	ρ	Q	ρ	Q	ρ	Q
1946—1977 гг. (зависимый материал)						
Пермь	0,47	0,52	0,63	0,62	0,56	0,56
Сосьва	0,69	0,46	0,59	0,52	0,53	0,46
Свердловск	0,50	0,36	0,53	0,48	0,63	0,37
Чишмы	0,41	0,43	0,59	0,52	0,72	0,43
Магнитогорск	0,47	0,43	0,63	0,51	0,72	0,50
Курган	0,31	0,43	0,47	0,49	0,59	0,64
Средняя	0,48	0,44	0,57	0,52	0,63	0,49
1978—1982 гг. (независимый материал)						
Пермь	0,20	0,92	0,40	1,77	0,60	0,55
Сосьва	0,60	0,62	0,20	2,04	0,80	0,07
Свердловск	0,20	0,53	0,20	1,03	0,20	0,46
Чишмы	0,20	0,82	0,60	1,19	0,40	0,82
Магнитогорск	0,20	0,81	0,40	0,88	0,20	0,42
Курган	0,40	0,70	0,20	1,37	0,60	0,26
Средняя	0,30	0,73	0,33	1,38	0,47	0,43

Следует заметить, что заблаговременность прогноза по предлагаемой методике определяется положением месяцев-предикторов относительно месяца-предиктанта. У каждой из прогностических зависимостей, совокупность которых входит в алгоритм схемы, своя заблаговременность. При этом месяцы-предикторы отстоят от месяца-предиктанта на интервал от 4 до 14 месяцев. Таким образом, рассматриваемая схема обеспечивает составление долгосрочных и даже сверхдолгосрочных прогнозов.

Методика проверена на зависимом и независимом материале. Оправдываемость прогнозов при этом определялась с помощью критериев ρ и Q по каждой станции и в целом для каждого месяца весенне-летнего периода. Результаты, представленные в таблице, свидетельствуют о высокой потенциальной возможности предложенной методики. Так, для 1946—1977 гг. оправдываемость

мость прогнозов знака аномалий температуры воздуха по показателю ρ составила 0,48—0,63, а оправдываемость прогнозов величины аномалии оказалась равной 0,44—0,52.

Устойчивость полученных прогностических связей была проверена по предложенной методике на независимом материале 1978—1982 гг. Результаты приведены в таблице. Наиболее точными оказались прогнозы для мая ($\rho = 0,30$, $Q = 0,73$) и июля ($\rho = 0,47$, $Q = 0,43$).



a)

Рис. 2. Прогностическая (а) и фактическая (б) карты аномалий температуры воздуха в мае 1980 г.

Сравнением прогностической карты аномалий температуры воздуха в мае 1980 г. (рис. 2а) с фактической картой их распределения (рис. 2б) установлено их вполне удовлетворительное согласие. Оправдываемость прогностической карты на май 1980 г. по ρ составила 1,00, а по Q — 0,07.

Оправдываемость прогнозов в целом за период оказалась достаточно высокой и вполне сравнимой с оправдываемостью прогнозов на зависимом материале, что свидетельствует о правильном методическом подходе к разработке разрешаемой проблемы и является основанием для испытаний предложенной методики в оперативных условиях.

Литература

1. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 343 с.
2. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1972. 394 с.
3. Руководство по месячным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1972. 365 с.

3.2. Оценка качества воспроизведения моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале*

Введение

Признанной методической основой краткосрочного прогноза погоды являются данные численного интегрирования гидродинамических моделей. Одной из таких моделей является модель MM5 (Mesoscale and Microscale Model) Национального центра атмосферных исследований США (NCAR) (<http://www.mmm.ncar.edu/mm5>). Модель MM5 может применяться для решения широкого спектра теоретических задач пограничного слоя атмосферы, а также при прогнозе метеорологических ситуаций для выбранного региона [8, 9]. Однако качество прогнозов с помощью этой (или любой другой) модели зависит не только от характера атмосферных процессов, но и от физико-географических особенностей района, для которого составляется прогноз. В связи с этим качество воспроизводимых моделью метеорологических полей необходимо оценивать в каждом регионе отдельно.

Целью настоящей работы являлась оценка качества воспроизведения моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале, осуществляемая путем сравнения с данными станционных наблюдений. Данная работа, в которой обсуждаются результаты восстановления суточного хода температуры воздуха, является продолжением исследований, представленных в работе [3], где оценивается качество выходных данных модели MM5 о температуре воздуха и осадках, осредненных за сутки, декаду, месяц и все 10 лет эксперимента в центральном районе европейской территории России.

Описание модели и численные эксперименты

Модель MM5 представляет собой гидродинамическую модель с сеткой Аракавы типа B по горизонтали и σ -системой координат по вертикали. MM5 имеет две версии — гидростатическую и негидростатическую. В данном случае использовалась негидростатическая версия модели. Для описания крупномасштабной конденсации применяется схема Дудья, конвекция в кучевых облаках воссоздается схемой Грелла, атмосферная радиация — схемой радиации при облачном покрове, схема подстилающей поверхности — 5-уровневой моделью почвы. Для параметризации планетарного пограничного слоя использовалась нелокальная диффузионная схема, применяемая также в модели среднесрочного прогноза погоды NCEP (Medium Range Forecasting — MRF). Данный набор параметризаций обусловлен наиболее стабильными результатами при использовании именно этой комбинации для территорий умеренных широт [7, 10—12].

* См. Метеорология и гидрология. 2010. № 10 (совместно с А.В. Кисловым, Е.Д. Бабиной, А.Л. Ветровым).

В качестве начальных полей метеовеличин в модели использовались данные реанализа NCEP/NCAR. Эти данные записаны в коде GRIB и имеют разрешение горизонтальной сетки $2,5^\circ$. Они взяты из архива NCEP/NCAR (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.html>). В ходе препроцессинга начальные поля метеовеличин на разных изобарических поверхностях интерполируются в узлы горизонтальной сетки местности и границы выбранной области с учетом картографической проекции. В ближайших четырех узлах к каждой из боковых границ области происходит приспособление модели к граничным условиям, которое ослабевает по мере удаления от границ. Условия на нижней границе области содержат данные о температуре подстилающей поверхности. На верхней границе ставятся условия равенства нулю вертикальной скорости и вертикальных производных.

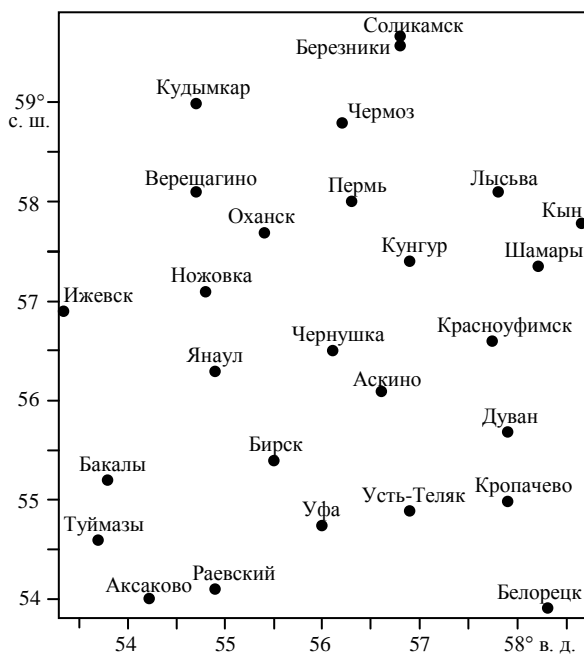


Рис. 1. Территория интегрирования модели ММ5.

Областью интегрирования являлась территория Урала с границами $53,8—59,9^\circ$ с.ш. и $53,3—58,7^\circ$ в.д. (рис. 1). Модельные данные представлены в узлах сетки 42×85 узлов с шагом 8 км. Выбор территории мотивирован двумя обстоятельствами, связанными с оценкой качества моделирования. Во-первых, важно было проследить, насколько данные ММ5 адекватны атмосферным процессам, развивающимся над сложно устроенной подстилающей поверхностью (Уральские горы). Во-вторых, на данной территории располо-

жено довольно много метеорологических станций (табл. 1), которые можно использовать для тестирования результатов моделирования.

Таблица 1

Перечень метеорологических станций, данные которых использовались для тестирования модели ММ5

Станция	Широта, град с.	Долгота, град, в.	Высота над уровнем моря, м
Соликамск	59,7	56,8	180
Березники	59,6	56,8	178
Кудымкар	59,0	54,7	150
Чермоз	58,8	56,2	123
Верещагино	58,1	54,7	228
Льсыва	58,1	57,8	223
Пермь	58,0	56,3	171
Кын	57,8	58,7	176
Оханск	57,7	55,4	163
Кунгур	57,4	56,9	140
Шамары	57,4	58,2	247
Ножовка	57,1	54,8	131
Ижевск	56,9	53,3	159
Красноуфимск	56,6	57,8	205
Чернушка	56,5	56,1	148
Янаул	56,3	54,9	99
Аскино	56,1	56,6	168
Дуван	55,7	57,9	326
Бирск	55,4	55,5	155
Бакалы	55,2	53,8	106
Кропачево	55,0	57,9	402
Улу-Теляк	54,9	56,9	119
Уфа	54,8	56,0	197
Туймазы	54,6	53,7	126
Раевский	54,1	54,9	120
Аксаково	54,0	54,2	348
Белорецк	53,9	58,3	565

Координаты десяти из этих станций непосредственно совпадают с узлами сетки (Березники, Соликамск, Ножовка, Ижевск, Янаул, Дуван, Кропачево, Уфа, Туймазы, Белорецк). В дальнейшем эти станции будем называть станциями первой группы. Фактические данные на этих станциях непосредственно сравнивались с восстановленными моделью ММ5 значениями температуры, а данные на других станциях — станциях второй группы — перед сравнением с фактическими значениями получены путем построения полей температуры по результатам моделирования в программе Surfer методом кригинга и последующей интерполяции в координаты станций. Модель интегрировалась на одни сутки для каждого дня июля за период с 1980 по 1989 г. При этом набирались модельные значения температуры с шагом 3 ч, которые

тестировались по данным стационарных наблюдений. При интегрировании граничные условия обновлялись каждые 6 ч с учетом особенностей суточного хода конкретного дня. Специальная процедура инициализации начальных полей не проводилась. Это обычная практика, применяемая не только при выполнении оперативных прогностических расчетов с помощью региональных моделей. Считается, что поля реанализа (или прогностические поля NCEP в случае прогноза) в достаточной степени согласованы, что обеспечивает пониженный уровень шумов. Кроме того, некоторая процедура борьбы с шумами в начальных данных осуществляется самой моделью MM5 путем удаления избыточной дивергенции.

Принятая авторами методика проведения модельных экспериментов обладает некоторыми недостатками. Дело в том, что успешность регионального моделирования во многом зависит от способности модели «почувствовать» циркуляционную картину и воспроизвести ее в максимально возможных подробностях на мелкой сетке внутри своей области интегрирования. Учитывая типичные размеры атмосферных образований, область интегрирования необходимо выбирать весьма значительной, а внутрь нее для большей детализации вставляются области с очень высоким разрешением. Опыт также показал эффективность такого подхода, однако он потребовал очень больших затрат времени компьютерного эксперимента. Чтобы сделать реальной возможность проведения соответствующих расчетов, была предпринята попытка рассматривать не такую полную ситуацию, а существенно более простую, когда региональная модель реализуется непосредственно в пределах той области, в которой требуется моделирование с высоким разрешением. В данном случае модель MM5 используется как средство интерполяции данных реанализа для сеточных узлов густой сетки, расположенных между боковыми границами. Важно то, что при этом обеспечивается интерполяция с учетом физико-географических особенностей исследуемой территории.

Обсуждение результатов

Для оценки качества моделирования были рассчитаны разности между модельной и фактической температурой $\Delta T = |T_m - T_f|$, которые показали, что MM5 повторяет наблюдаемую динамику температуры, хотя есть отклонения на 2–3 ч в появлении экстремумов. Кроме этого модель воспроизводит лучше максимумы температуры, чем минимумы, которые она сильно завышает. К. Маннинг и С.А. Девис [11] считают, что одной из причин такого явления является некорректное представление в модели суточного хода температуры подстилающей поверхности. Так, с помощью модели сложно прогнозировать ночные инверсии температуры из-за неадекватной параметризации процессов теплообмена в почве, а также существуют проблемы параметризации облачности, следствием которой является неоправданное увеличение радиации, приводящее к ошибкам в прогнозе температуры земной поверхности [11].

Количественная оценка восстановления температуры воздуха, осредненная по срокам с учетом суточного хода, представлена в табл. 2. Для оценки качества описания процессов в области интегрирования ММ5 «материнскими» данными реанализа фактическая температура на станциях, приведенных в табл. 1, сравнивалась с проинтерполированной в координаты станций температурой в исходный срок 0 ч. Средняя абсолютная ошибка по всем станциям за 10 лет составила 2°С. Следовательно, восстановленная с помощью ММ5 температура в ближайшие 3 ч от начального срока уточняется на 0,2°С.

Таблица 2

Разность между модельной и фактической температурой воздуха (°С), осредненная по срокам с учетом суточного хода

Год	Срок, ч								Среднее за год
	3	6	9	12	15	18	21	24	
1980	2,2	2,4	1,8	1,9	2,0	2,1	1,6	1,4	1,9
1981	1,5	1,2	1,3	1,4	1,8	1,7	2,0	1,3	1,5
1982	1,7	1,4	1,3	1,3	1,5	1,5	2,4	1,5	1,6
1983	1,4	1,3	1,4	1,5	1,8	1,7	1,9	1,3	1,6
1984	2,5	2,1	2,7	3,0	3,2	3,1	1,4	2,4	2,5
1985	1,5	1,3	1,4	1,5	1,7	1,5	1,4	1,5	1,5
1986	1,8	1,6	1,5	1,8	1,9	1,7	2,9	2,4	1,9
1987	1,5	1,6	1,8	2,0	2,3	2,2	2,2	2,2	2,0
1988	1,7	1,5	1,6	1,9	2,3	2,4	2,2	1,6	1,9
1989	2,0	1,7	1,8	2,2	2,5	2,5	2,3	1,8	2,1
Среднее	1,8	1,6	1,7	1,9	2,1	2,1	2,0	1,7	1,8

Таблица 3

Точность восстановления (P, %) моделью ММ5 температуры воздуха (1980—1989 гг.)

Станция	P	Станция	P	Станция	P
Соликамск	72	Кунгур	72	Бирск	74
Березники	72	Шамары	70	Бакалы	71
Кудымкар	67	Ножовка	74	Кропачево	68
Чермоз	74	Ижевск	74	Улу-Теляк	67
Верещагино	73	Красноуфимск	71	Уфа	70
Лысьва	71	Чернушка	73	Туймазы	70
Пермь	76	Янаул	71	Раевский	70
Кын	67	Аскино	70	Аксаково	74
Оханск	75	Дуван	72	Белорецк	65

Если в качестве критерия погрешности восстановления температуры воздуха принять 100%-ную точность при $\Delta T \leq 2,5^\circ\text{C}$, т. е. использовать согласно работе [4], методику оценки качества краткосрочных прогнозов погоды, то неудовлетворительное восстановление отмечается лишь в 9—18 ч в 1984 г. и в 21 ч в 1986 г., что может быть объяснено особым характером циркуляцион-

ных процессов, наблюдавшихся в эти годы [4—6]. По этому же критерию в табл. 3 приведены результаты точности восстановления температуры воздуха для каждой станции, осредненные за 10 лет.

В среднем за 10 лет точность восстановления изменяется от 65 до 76%, а наименьшая точность отмечается на самой высокогорной станции Белорецк, расположенной на высоте 565 м над уровнем моря (табл. 1). При этом точность восстановления на станциях как первой, так и второй группы составила 71%. Такой результат можно объяснить тем, что разрешение сетки (8 км) позволяет с достаточной точностью интерполировать значения температуры воздуха на станции, координаты которых не совпадают с узлами сетки.

Получена следующая точность восстановления P моделью ММ5 температуры воздуха по срокам (1980—1989 гг.):

Срок, ч	3	6	9	12	15	18	21	24
P , %	73	75	76	75	65	66	68	73

Результаты, представленные выше, не могут являться единственным критерием оценки качества модельных расчетов [1, 2], поэтому дополнительно были вычислены коэффициенты корреляции между данными измерений на станциях и модельной температурой. Осредненные по полигону коэффициенты корреляции (r) представлены в табл. 4. Все значения r оказались значимыми [2] и довольно высокими (в большинстве случаев более 0,80). Наиболее заметным исключением, как уже отмечалось ранее (табл. 2), является 1984 г.

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между модельными и фактическими данными о температуре по срокам

Год	Срок, ч							
	3	6	9	12	15	18	21	24
1980	0,64	0,67	0,84	0,85	0,84	0,80	0,84	0,85
1981	0,83	0,94	0,96	0,96	0,92	0,92	0,65	0,89
1982	0,92	0,95	0,97	0,98	0,98	0,97	0,77	0,97
1983	0,81	0,95	0,95	0,95	0,88	0,87	0,59	0,86
1984	0,36	0,51	0,36	0,37	0,30	0,26	0,94	0,37
1985	0,80	0,80	0,90	0,90	0,85	0,89	0,70	0,71
1986	0,94	0,96	0,96	0,95	0,93	0,94	0,56	0,67
1987	0,95	0,95	0,95	0,94	0,93	0,92	0,80	0,78
1988	0,91	0,98	0,97	0,96	0,94	0,92	0,74	0,95
1989	0,85	0,89	0,88	0,88	0,86	0,84	0,76	0,89

В заключение рассмотрим графики автокорреляционных функций, рассчитанные для рядов фактической и модельной температуры, представленные на примере двух станций для 1989 г. (рис. 2). Полученные данные свидетельствуют о том, что ряды температуры, построенные по данным моделирования, являются более устойчивыми, чем ряды фактической температуры.

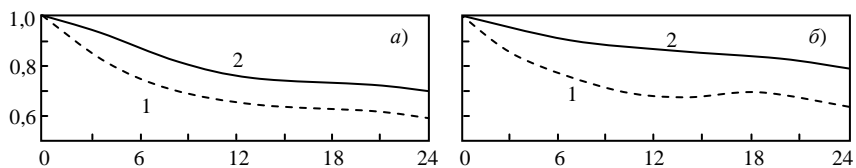


Рис. 2. Примеры автокорреляционных функций (1989 г.) для станций Пермь (а) и Соликамск (б).

1) данные наблюдений; 2) расчет по модели.

Выводы

Выполнена оценка качества воспроизведения гидродинамической моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале, осуществляемая путем сравнения с данными станционных наблюдений.

MM5 повторяет наблюдаемую динамику температуры, хотя есть отклонения на 2—3 ч в появлении экстремумов. Кроме этого модель лучше воспроизводит максимумы температуры, чем минимумы, которые она сильно завышает. В среднем за 10 лет точность восстановления температуры воздуха, согласно работе [4], изменяется от 65 до 76%, а наименьшая точность отмечается для самой высокогорной станции Белорецк, расположенной на высоте 565 м над уровнем моря.

В суточном ходе наибольшая точность восстановления температуры воздуха по модели получена в сроки 3, 6, 9, 12 и 24 ч, а наименьшая — в 15—21 ч, составляя в среднем в первой группе станций 74%, а во второй — 66%. Коэффициенты корреляции между модельными и фактическими данными по срокам изменяются от 0,74 в 21 ч до 0,87 в 9 и 12 ч.

Автокорреляционные функции, рассчитанные для фактических и модельных данных, свидетельствуют о том, что модель MM5 качественнее воспроизводит поле температуры, чем методика, основанная на инерционных свойствах атмосферы.

Работа выполнена при поддержке Ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (РНП.2.1.1.7298).

Литература

1. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат. 1976. 360 с.
2. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во МГУ. 1988. 248 с.
3. Кислов А.В., Бабина Е.Д., Лебедев В.В. Оценка качества воспроизводимых моделью MM5 температуры и осадков летом в центральном районе европейской территории России. Метеорология и гидрология. 2008. № 7. С. 29—37.
4. РД 52.88.629—2002. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 43 с.

5. Рубинштейн К.Г., Оганесян В.В., Грачев Н.В. Воспроизведение приземной температуры воздуха и ее изменчивости. *Метеорология и гидрология*. 2004. № 12. С. 42—51.
6. Суркова Г.В., Гущина Д.Ю. Воспроизведение циркуляционных особенностей современного климата моделями общей циркуляции атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 2002. № 8. С. 36—52.
7. Bromwich et al. High-resolution regional climate simulations over Iceland using Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.* 2005. Vol. 133. No. 12. PP. 3527—3547.
8. Dudhia J.A. Nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.* 1993. Vol. 121. No. 5. PP. 1493—1513.
9. Grell G.A., Dudhia J., and Stauffer D.R. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note. 1998. 125 p.
10. Hanjie W. and Hao Z. A simulation study on the eco-environmental effects of 3N Shelterbelt in North China. *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 37. PP. 231—246.
11. Manning K. and Davis C.A. Verification and sensitivity experiments for the WISP94 MM5 forecasts. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1997. Vol. 78. PP. 719—735.
12. Zhong S. et al. Evaluation of real-time high-resolution MM5 predictions over the Great Lakes region. *Weather and Forecasting*. 2005. Vol. 20. No. 2. PP. 63—81.

3.3. Мезомасштабный анализ и сверхкраткосрочный прогноз погоды*

Исследованиям физического состояния атмосферы на региональном уровне в последнее время уделяется большое внимание, которое вызвано тем, что для решения задач прикладной метеорологии требуется информация по неосвоенной метеостанциями территории. Восстановление необходимых метеорологических данных в таких регионах осуществляется интерполированием известных значений в узлы регулярной сетки. При анализе мезомасштабных возмущений атмосферной циркуляции с учетом интерполяции полей приземного давления и температуры воздуха необходимо принимать во внимание влияние рельефа местности на восстанавливаемую величину и ее фактические горизонтальные и вертикальные градиенты. Дискретные поля влажности, облачности и осадков должны строиться на основе параметризаций, учитывающих термодинамическое состояние атмосферы, радиационно-облачное взаимодействие, турбулентное перемешивание, процессы фазовых переходов воды в атмосфере, взаимодействие с подстилающей поверхностью (тепло- и влагообмен) [1—4]. При проведении анализа необходимо использовать данные, полученные с разных наблюдательных систем, поскольку комплексование различной информации, характеризующей одну и ту же величину, с учетом достоинств каждой системы получения информации и минимизации ее ошибок позволяет повысить качество анализа величины [5, 6]. Сформированные в соответствии с изложенными требованиями поля пространственного распределения метеорологических величин позволяют полу-

* См. Ученые записки Казанского государственного университета. Серия Естественные науки. 2009. Том 151. Книга 4 (совместно с А.А. Смирновой и А.Л. Ветровым).

чать уточненный анализ условий погоды на конкретной территории, производить сверхкраткосрочный прогноз погоды, использовать их в качестве мезомасштабного сигнала в глобальных и региональных моделях прогноза погоды.

Необходимость оперативного принятия решения о развитии мезомасштабных атмосферных процессов обуславливает привлечение к анализу полей метеорологических величин геоинформационных систем (ГИС). Метеорологическая информация в них представлена на географической основе в виде накладывающихся друг на друга слоев пуансонов, изолиний, цветных полей, символьных обозначений.

В настоящей статье представлена геоинформационная технология диагноза и сверхкраткосрочного прогноза погоды (с заблаговременностью до 12 ч) на основе комплекса метеорологической и географической информации. Эта технология в дальнейшем послужит основой создания географической метеорологической информационной системы.

При оценке физического состояния атмосферы с помощью полей пространственного распределения температуры, давления, ветра, влажности географическая метеорологическая информационная система позволяет учитывать влияние подстилающей поверхности, анализировать возможность развития мезомасштабных явлений над интересующим объектом (городом, аграрной территорией, водным объектом, авто- или железной дорогой), производить мониторинг экологического состояния окружающей среды. Модули пространственного анализа и анализа поверхностей ГИС позволяют исследовать и моделировать трехмерные объекты в их взаимосвязи и с учетом динамики их развития. Конструкторы запросов на языке SQL позволяют пользователю указывать (выбирать) необходимые условия взаимного анализа слоев информации; для решения конкретной проблемы встроенные языки программирования (Avenue, Visual Basic, MapBasic, Delphi и др.) дают возможность адаптировать существующие модели анализа данных или разрабатывать и подключать свои модели.

Известны исследования по созданию геоинформационных технологий оперативной оценки опасных природных метеорологических явлений на базе программного пакета ArcGIS 8.3, осуществляемые с 2005 г. [7—9]. Разработка методики геомоделирования производится для территории Пермского края, который содержит вложенный тестовый полигон размером 412×412 км, для которого используется регулярная сетка 4×4 км. Такая сетка хорошо отображает физико-географические особенности территории. Вертикальной координатой при моделировании служит абсолютная высота точки над подстилающей поверхностью. Модель позволяет получать распределение метеорологических величин в пограничном слое атмосферы, облаков и осадков — во всем слое тропосферы.

Территория исследования является сложной с точки зрения физико-географического строения. Она располагается в предгорьях Урала, при этом относительная высота рельефа изменяется от 50 до 1570 м. С севера на юг

территорию пересекает р. Кама с двумя крупными водохранилищами: Камским и Воткинским. Метеорологическим обеспечением территории занимаются 24 метеостанции, из которых 14 передают оперативную информацию, 10 — режимную; также на территории расположена одна аэрологическая станция и один метеорологический радиолокатор. Таким образом, тестовый полигон относится к территориям с редкой сетью метеонаблюдений.

Процедура геомоделирования содержит следующие стандартные этапы: препроцессинг, моделирование, постпроцессинг.

Препроцессинг включает в себя сбор первичной оперативной метеорологической информации, приведение разнородных данных к одному виду, контроль грубых ошибок данных. В процессе моделирования производится программная обработка первичных данных, реализация процедур расчета и комплексирования метеорологических данных, полученных с различных измерительных систем, корректирование метеорологической информации с учетом влияния, оказываемого на нее орографией и топографией территории, геоинформационное моделирование с помощью инструментов пространственного анализа ArcGIS.

Постпроцессинг осуществляет экспорт полученных результатов расчетов в удобный пользовательский формат, позволяющий визуализировать информацию на экране компьютера в виде цветных полей, изолиний или значений, вывести данные на экран или периферийное печатающее устройство в виде таблицы или отчеты. На каждом этапе работы пользователь может посмотреть информацию и внести поправки в поля метеорологических величин.

Остановимся на процедурах восстановления некоторых метеорологических полей.

Приземная температура воздуха. Прогрев приземных слоев атмосферы осуществляется от подстилающей поверхности, при этом даже малые формы рельефа оказывают на температуру воздуха отепляющее или охлаждающее влияние. Таким образом, при проведении интерполяции значений температуры воздуха, полученной по информации нескольких метеорологических станций, необходимо учитывать абсолютную высоту станций и вертикальный градиент температуры воздуха в приземном слое.

Для построения поля пространственного распределения приземной температуры воздуха используются данные аэрологического зондирования атмосферы, данные наземных метеорологических станций, а также цифровая модель рельефа [10].

Данные зондирования применяются для восстановления значений температуры воздуха у поверхности земли с учетом вертикального температурного градиента в пограничном слое атмосферы. Таким образом, учитывается зависимость пространственного распределения температуры воздуха от орографии местности. Затем вводится поправка на изменение температуры воздуха за счет влияния крупных водных объектов.

Восстановленное поле выводится на экран в виде карты распределения приземной температуры воздуха в виде изолиний или цветного поля над ин-

тересующей территорией за конкретный срок наблюдений (рис. 1).

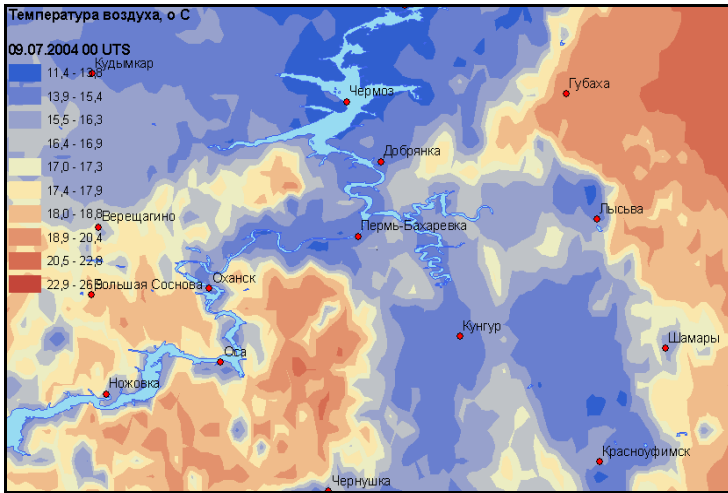


Рис. 1. Восстановленное поле приземной температуры воздуха.

Приземные характеристики влажности. Водяной пар в атмосфере участвует в процессах облако- и осадкообразования, определяет интенсивность поступления и рассеяния солнечной радиации, является дополнительным источником притока (оттока) тепла за счет процессов конденсации (испарения). Особенности распределения влаги в пограничном слое атмосферы определяют высоту нижней границы и мощность облачности, интенсивность выпадающих из нее осадков, формирование зон тумана. Близость атмосферного воздуха к состоянию насыщения определяется по значению температуры точки росы. Эта величина также испытывает влияние подстилающей поверхности, поэтому при построении диагностических полей ее пространственного распределения должны учитываться орография местности и вертикальный градиент точки росы по данным температурно-ветрового (аэрологического) зондирования атмосферы.

На первом этапе определяется вертикальный градиент температуры точки росы в пограничном слое. На втором этапе с использованием значений вертикального градиента производится интерполяция поля температуры точки росы с учетом топографии местности. Затем на основе известного соотношения [1, 11] определяются значения парциального давления водяного пара по вычисленным значениям температуры точки росы у поверхности земли. На заключительном этапе, восстановив парциальное давление насыщенного водяного пара, которое зависит от температуры воздуха, можно определить относительную влажность воздуха в узлах сетки [10, 12].

Атмосферное давление на уровне моря и барическая тенденция. Барическое поле определяет погоду в данной местности и обладает повышенной чувствительностью к изменению атмосферных процессов. Локальное изменение давления показывает район зарождения нового атмосферного вихря или формирование местных особенностей погоды. Построение поля пространственного распределения осуществляется на основе использования фактических значений атмосферного давления, приведенного к уровню моря, и барической тенденции, полученных с сети наземных метеорологических станций, которые интерполируются с помощью средств ArcGIS (рис. 2) [13–16].

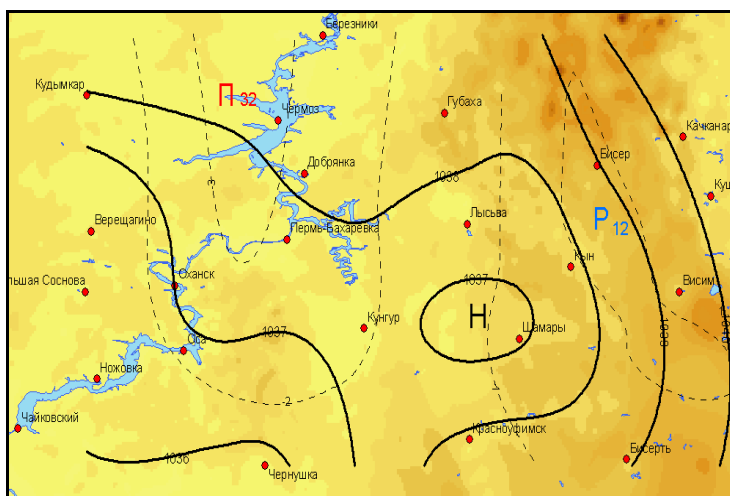


Рис. 2. Барическое поле (сплошные линии — изобары, пунктирные — изаллобары).

Наиболее сложными для представления в виде полей пространственного распределения являются облачность и осадки. Сложность заключается в большой пространственно-временной изменчивости этих характеристик. Для их построения производится оценка водности и водозаписа облаков.

При оценке количества осадков, которые могут выпасть из облака, необходимо знать влагосодержание вертикального столба атмосферы единичного сечения, располагающегося над пунктом наблюдения. Расчет величины водозаписа осуществляется по значениям расчетной водности облака, проинтегрированной по всей его вертикальной протяженности. Для повышения качества восстановления полей жидких осадков используются данные радиолокационного зондирования атмосферы [17]. Поле водозаписа облачности с учетом вертикальных движений воздуха и эмпирического значения критической водности в облаке, преобразуется в поле осадков, представленное в виде изогет (линий равного количества осадков), и поле явлений погоды в виде

стандартных символов.

Прогнозирование метеорологических величин и явлений осуществляется методом линейной экстраполяции на период 3—6 ч или в соответствии с воздушным потоком на среднем уровне (3—5 км) на срок до 12 ч (рис. 3).

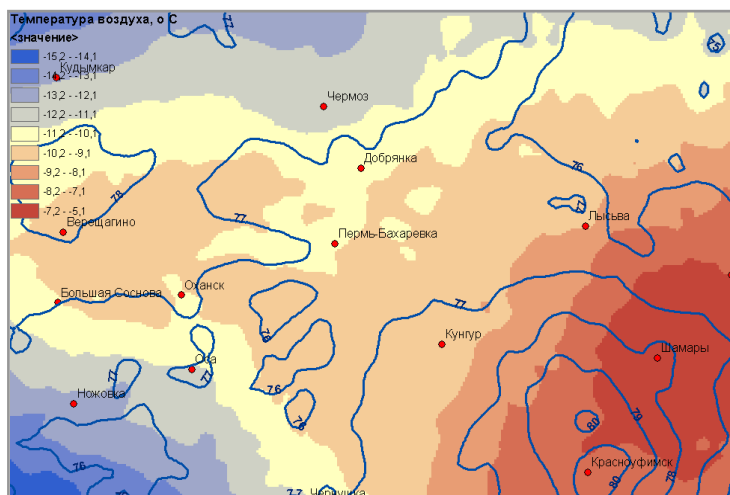


Рис. 3. Прогностическое поле температуры воздуха (цветное поле) и относительной влажности воздуха (изолинии).

Прогноз опасных явлений погоды, связанных с облачностью (обложные осадки, ливни, грозы, град) осуществляется при внутримассовых процессах методом линейной экстраполяции на срок до 3 ч, при прохождении фронта методом криволинейной экстраполяции — на срок до 12 ч.

При диагнозе и прогнозе наступления опасных явлений погоды используются инструменты и модули ArcGIS, а также набор пользовательских инструментов. Они позволяют производить анализ состояния погоды (например, оценить вероятность радиационного тумана, гололеда, образования наземных гидрометеоров), выделять буферную зону вокруг объектов, расположенных в потенциально опасных местах (зона подтопления, сильного ветра, застоя воздуха), рассчитывать различные сценарии возможного развития атмосферных процессов и выдавать прогноз наступления опасного явления погоды над интересующей пользователя локальной территорией.

Пользователь получает оперативную метеорологическую информацию в виде бланка с картой фактически отмечаемых метеоявлений, прогностическую — в виде ожидаемых явлений с выделенными зонами наибольшей опасности, на основе которой можно принимать решение о проведении защитных мероприятий, самостоятельно оценивая риск в соответствии с вероятностью его наступления [7].

Работа выполнена при поддержке Ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (проект 2.1.1/4984).

Литература

1. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1999. 192 с.
2. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт. Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 17—27.
3. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Оценка трансформации доступной потенциальной энергии за счет длинноволновой радиации в антициклонах. Вестник Удмуртского университета. № 11. 2005. С. 141—144.
4. Калинин Н.А., Смирнова А.А., Ветров А.Л., Данилов А.А. Восстановление полей приземной температуры воздуха с учетом орографии местности. Проблемы географии Урала и сопредельных территорий. Материалы II межрегиональной научно-практической конференции. Челябинск. 2006. С. 10—12.
5. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 53—60.
6. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 31—39.
7. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Заморин И.С., Смирнова А.А. Геоинформационные технологии сверхкраткосрочного прогноза опасных метеорологических явлений с учетом физико-географических особенностей территории. Тезисы пленарных докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической информации. М. 2006. С. 18.
8. Калинин Н.А., Смирнова А.А., Ветров А.Л., Заморин И.С., Пенский О.Г., Толмачева Н.И. Разработка геоинформационной технологии сверхкраткосрочного прогноза погоды с учетом физико-географических особенностей территории. Университетская география: Материалы Юбилейной научной конференции, посвященной 250-летию Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. М.: Географический факультет. 2005. С. 89—94.
9. География, общество и окружающая среда. Том VII: Картография, геоинформатика и аэрокосмическое зондирование / Под ред. А.М. Берлянта, Ю.Ф. Книжникова. М.: Издательский дом «Городец». 2004. 624 с.
10. Ветров А.Л., Заморин И.С., Русаков В.С., Смирнова А.А. Комплекс программ расчета приземной температуры воздуха на основе совместного использования данных наземных метеорологических и аэрологических наблюдений Land_Temp. М.: ВНИИЦ. 2005. № 4742.
11. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат. 2000. 780 с.
12. Ветров А.Л., Калинин Н.А., Пенский О.Г., Русаков В.С., Смирнова А.А. Комплекс программ расчета приземной температуры точки росы на основе совместного использования данных наземных метеорологических и аэрологических наблюдений («Dew_Point»). М.: ВНИИЦ. 2005. № 5489.
13. Ветров А.Л., Калинин Н.А., Пенский О.Г., Русаков В.С., Смирнова А.А. Комплекс программ преобразования и извлечения данных атмосферного давления (Pressure). М.: ВНИИЦ. 2006. № 6799.

14. Ветров А.Л., Калинин Н.А., Пенский О.Г., Русаков С.В., Смирнова А.А. Программа преобразования и извлечения данных наземных метеорологических наблюдений (Recod 2). М.: ВНИИЦ, 2005. № 5490.

15. Джонстон К., Вер Хоеф Д.М., Криворучко К., Лукас Н. ArcGIS Geostatistical analyst. Руководство пользователя / Перевод с англ. ESRI. М.: Изд-во DATA+. 2002. 280 с.

16. МакКой Д., Джонстон К. ArcGIS spatial analyst. Руководство пользователя / Перевод с англ. ESRI. М.: Изд-во DATA+. 2002. 217 с.

17. Калинин Н.А., Русаков В.С., Смирнова А.А. Программа восстановления количества жидкой воды в облаке (Clouds liquid-water contend). М.: ВНИИЦ, 2006. № 5577.

3.4. Прогноз эволюции циклонов у поверхности земли на основе анализа запасов доступной потенциальной энергии*

Циклоны, являясь важнейшими метеорологическими образованиями синоптического масштаба в системе общей циркуляции атмосферы, связаны с атмосферными фронтами, облачными системами и осадками, которые оказывают существенное влияние на деятельность многих хозяйственных организаций. Определение даты начала формирования циклонов и последующей их эволюции имеет решающее значение для прогноза погоды. В возникновении новых и усилении существующих циклонических синоптических вихрей важную роль играет бароклинность атмосферы [4], с которой тесно связана доступная потенциальная энергия (ДПЭ), отражающая различие воздушных масс по температуре. При этом чем больше ДПЭ, тем резче контраст температур между передней частью и тылом циклона и, следовательно, больше вероятность неустойчивости фронтальной волны, на которой формируется циклон.

В работах прогностической направленности определяются критерии неустойчивости циклонических волновых возмущений, которые, во-первых, в основном имеют качественный характер, а во-вторых, рассматриваемые факторы (перенос вихря скорости, контраст температуры, горизонтальная дивергенция скорости ветра в средних слоях тропосферы, адвекция температуры, барические тенденции, изаллогипсы, пространственная и фронтальная структура циклонических образований) не всегда оказываются достаточными для диагноза и прогноза изменений давления с нужной для практических целей точностью [5].

За последние годы появились исследования, авторы которых при оценке эволюции барических образований использовали не только традиционные синоптические характеристики, но и такие, как запасы различных видов энергии (кинетической, потенциальной, внутренней, ДПЭ), генерацию кинетической энергии, вертикальную скорость, запасы водяного пара и его притоки [1—3, 6]. Несмотря на получение некоторых количественных зависимо-

* См. Вопросы прогноза погоды, климата, циркуляции и охраны атмосферы. Межвуз. сб. науч. тр. 1997.

стей между перечисленными выше характеристиками и стадиями развития циклонов, результаты этих исследований являются предварительными, поскольку они основаны на анализе данных относительно небольшого количества циклонических образований (в работах [2, 6] рассматривается по одному циклону, в работах [1, 3] соответственно 20 и 21).

В данной работе предложена методика прогноза эволюции циклонов у поверхности земли на основе анализа запасов ДПЭ.

Изучение синоптических ситуаций над различными районами Евразии за десятилетний период (1985—1994 гг.) позволило отобрать 800 циклонов (400 случаев в теплый (апрель—сентябрь) и 400 случаев в холодный (октябрь—март) периоды) на стадии их формирования, за которую принимался момент появления первой замкнутой изобары. Циклоны, которые просуществовали 48 ч и более, были отнесены нами к I группе, а циклоны, время жизни которых составило 36 ч и менее — ко II группе.

Таблица 1

Осредненные по площади циклонов запасы ДПЭ (10^5 Дж/м²) по слоям

Слой, гПа	Циклоны			
	I группа		II группа	
	Период			
	Теплый	Холодный	Теплый	Холодный
750—700	0,48	0,55	0,25	0,25
800—750	0,46	0,52	0,23	0,23
850—800	0,45	0,52	0,21	0,20
900—850	0,49	0,45	0,19	0,18
950—900	0,38	0,42	0,11	0,15
p_3 —950	0,40	0,57	0,09	0,17
p_3 —700	2,66	3,03	1,08	1,18

В качестве исходных данных использовались сетевые приземные и аэрологические наблюдения на поверхностях 925, 850 и 700 гПа, снятые с синоптических карт. Значения ДПЭ рассчитывались для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50$ гПа в столбе атмосферы от поверхности Земли и до $p = 700$ гПа и отнесены к единице площади. Предварительно на поверхностях, кратных 50 гПа, проводилось восстановление аэрологических данных сплайн-интерполяцией.

Для вычисления ДПЭ использовалась аппроксимация Э.Н. Лоренца

$$A = \frac{1}{2} c_p \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) T} \right], \quad (1)$$

где $\gamma_a = 0,98$ К /100 м — сухоадиабатический градиент; σ_T^2 — взвешенное значение дисперсии температуры на изобарической поверхности; γ — вертикальный градиент температуры.

Расчеты ДПЭ в каждом циклоне производились по полигону, представляющему собой четырехугольник с пятью станциями (одна в центре, а четыре по углам полигона). Таким образом, величину A , рассчитанную по формуле (1), необходимо интерпретировать как вклад, который дает полигон в значение ДПЭ. Число полигонов, в зависимости от площади циклона изменялось от 1 (10% всей выборки), до 2 (30%) или 3 (60%). В последних двух случаях производилось осреднение ДПЭ по всей площади циклона. Результаты расчетов, представленные в табл. 1, свидетельствуют о том, что в холодный период запасы A в целом больше, чем в теплый. Это можно объяснить большим контрастом температур между полюсом и экватором в холодную половину года, что и определяет большую интенсивность циклонов. Запасы ДПЭ в циклонах I группы (углубление) в 2—4 раза больше, чем в циклонах II группы (заполнение). В циклонах II группы отмечается плавное увеличение запасов ДПЭ с высотой и лишь в слое 950—900 гПа в холодный период наблюдается небольшое уменьшение A . Для циклонов I группы этот спад происходит гораздо интенсивнее, особенно в холодный период. Это объясняется, по-видимому, тем, что при интенсивной адвекции тепла на холодную подстилающую поверхность сама воздушная масса в передней части циклона охлаждается, вследствие чего в пограничном слое часто возникают приземные инверсии, которые и обуславливают такое распределение запасов ДПЭ по высоте.

Таблица 2

Среднеквадратические отклонения запасов ДПЭ
(10^5 Дж/м^2) в циклонах по слоям

Слой, гПа	Циклоны			
	I группа		II группа	
	Период			
	Теплый	Холодный	Теплый	Холодный
750—700	0,25	0,28	0,11	0,14
800—750	0,24	0,28	0,09	0,12
850—800	0,23	0,31	0,08	0,11
900—850	0,28	0,25	0,11	0,10
950—900	0,30	0,27	0,09	0,11
p_3 —950	0,48	0,53	0,07	0,14
p_3 —700	1,18	1,16	0,35	0,52

Изменчивость запасов ДПЭ характеризуется их среднеквадратическими отклонениями (σ), которые приводятся в табл. 2. Как следует из этих данных, наибольшей изменчивостью энергетических запасов обладают циклоны I группы. При этом максимальные значения σ отмечаются в самом нижнем слое и мало изменяются по высоте на вышележащих уровнях. Циклоны II группы характеризуются ровным вертикальным ходом σ (табл. 2).

Методика прогноза эволюции циклонов у поверхности Земли составля-

лась на основе параметрического одномерного линейного дискриминантного анализа [5], где в качестве предиктора использовалась ДПЭ. Дискриминантная функция в этом случае имеет вид

$$D(\bar{A}) = \frac{(M_1 - M_2)}{\sigma_A^2} \bar{A} + \frac{(M_2^2 - M_1^2)}{2\sigma_A^2}, \quad (2)$$

где M_1 — среднее значение запасов ДПЭ в слое p_3 —700 гПа для циклонов I группы; M_2 — аналогичная характеристика для циклонов II группы; σ_A^2 — дисперсия запасов ДПЭ. Объем выборки по каждой группе составил 200 случаев для каждого периода.

Результаты вычислений параметров дискриминантной функции сведены в табл. 3.

Таблица 3

Параметры дискриминантной функции

Параметр	Период	
	Теплый	Холодный
M_1	2,66	3,03
M_2	1,08	1,18
σ_A^2	0,76	0,81

В соответствии с этими данными и формулой (2) получаем следующие выражения:

для теплого периода

$$D(\bar{A}_T) = 2,08\bar{A}_T - 3,89, \quad (3)$$

для холодного периода

$$D(\bar{A}_X) = 2,28\bar{A}_X - 4,81. \quad (4)$$

Принимая $D(\bar{A}) = 0$, получаем $\bar{A}_T = 1,87 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$, $\bar{A}_X = 2,11 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$.

Следовательно, решающие правила для прогноза эволюции циклонов будут следующими. Если дата прогноза относится к теплому периоду (апрель–сентябрь), то при $\bar{A} > 1,87 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$ прогнозируется углубление циклона, а при $\bar{A} < 1,87 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$ — его заполнение. Если дата прогноза попадает на холодный период (октябрь–март), то при $\bar{A} > 2,11 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$ прогнозируется углубление циклона, а при $\bar{A} < 2,11 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$ — его заполнение.

Оценки оправдываемости прогнозов на зависимой (обучающей) и независимой (100 случаев для каждого периода) выборке представлены в табл. 4. При сравнении этих результатов с данными, полученными в Руководстве [5], где вероятность развития циклонов у поверхности Земли оценивается по переносу вихря и контрасту температуры, можно отметить, что оправдываемость наших прогнозов получилась несколько выше, что свидетельствует о высокой эффективности использования запасов ДПЭ в качестве характери-

стики, определяющей эволюцию циклонов у поверхности земли.

Таблица 4

Оправдываемость (%) прогнозов эволюции циклонов у поверхности земли при различных значениях ДПЭ (10^5 Дж/м^2)

Эволюция	Период			
	Теплый		Холодный	
	< 1,87	> 1,87	< 2,11	> 2,11
	Зависимый материал			
Углубление	3	75	6	79
Заполнение	97	25	94	21
	Независимый материал			
Углубление	8	68	4	88
Заполнение	92	32	96	12

Литература

1. Белогололов В.С. Изменение ДПЭ в период циклогенеза. Опасные для полетов метеорологические явления и безопасность полетов. Л.: ОЛАГА. 1984. С. 78—82.
2. Домрачева И.П., Егорова Е.А., Капитанова Т.П. Энергетика интенсивного южного циклона. Труды ЦАО. 1991. Вып. 178. С. 112—124.
3. Домрачева И.П., Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Некоторые энергетические характеристики циклонов в начальной стадии их развития. Труды ЦАО. 1991. Вып. 175. С. 26—34.
4. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л., Солдатенко С.А. Качественный анализ возникновения синоптических вихрей в атмосфере. Метеорология и гидрология. 1994. № 8. С. 19—32.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч.1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 702 с.
6. Титов С.И. Использование энергетических характеристик атмосферы при оценке эволюции барических образований. Метеорологические прогнозы. Л. 1989. Вып. 102. С. 97—99.

3.5. Связь аномалий среднесуточной температуры воздуха в г. Перми с формами атмосферной циркуляции Каца*

Известно, что все метеорологические величины и явления зависят от характера и интенсивности атмосферной циркуляции, а прогноз погоды основывается на прогнозе синоптического положения атмосферных процессов. Таким образом, для того чтобы правильно рассчитать все погодные характеристики, необходимо знать, каким образом они связаны с атмосферной циркуляцией. Эта задача наиболее актуальна для температуры воздуха как одного из главных элементов прогноза погоды [1—3].

* См. Ученые записки Казанского государственного университета. Серия Естественные науки. 2012. Том 154. Книга 1.

Цель настоящей работы заключается в исследовании связи между аномалиями среднесуточной температуры воздуха в г. Перми и формами атмосферной циркуляции А.Л. Каца.

В качестве исходного материала для расчета индексов атмосферной циркуляции Каца использовалась электронная версия синоптических бюллетеней Северного полушария за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г. (карты изобарической поверхности AT_{500} за 0 ч Международного согласованного времени), любезно предоставленных директором Гидрометцентра России Р.М. Вильфандом [4]. Значения среднесуточной температуры воздуха за указанный временной интервал были рассчитаны на основе срочных данных метеорологической станции аэропорта Большое Савино (Пермь).

Индексы атмосферной циркуляции Каца вычислились в целом для района 40° з. д.— 100° в. д., в зоне $40—70^\circ$ с. ш. и отдельно по северной и южной зонам района ($40—55$ и $55—70^\circ$ с. ш.) [5].

При расчете индекса зональной циркуляции I_3 для северной зоны $\varphi_2 = 70^\circ$, $\varphi_1 = 55^\circ$, а $\varphi_2 - \varphi_1 = 15^\circ$. Для южной зоны $\varphi_2 - \varphi_1 = 55^\circ - 40^\circ = 15^\circ$, $i = 15$ — число меридианов, по которым считается пересечение изогипс в широтной зоне $70—55^\circ$ (для северной зоны) или $55—40^\circ$ (для южной зоны) в долготном интервале λ_1, λ_2 от 40° з. д. до 100° в. д. с шагом $\Delta\lambda = 10^\circ$. Таким образом, рабочая формула для расчета индекса зональной циркуляции I_3 будет выглядеть следующим образом:

$$I_3 = \frac{1}{225} 4 \sum_1^4 n_i. \quad (1)$$

При расчете n_i (число пересечений изогипс поверхности AT_{500} с пятнадцатью меридианами в каждой зоне между широтами φ_2 и φ_1) направления переноса с запада на восток (n_3) считают положительными, а направления переноса с востока на запад — отрицательными (n_B). Поэтому $n_i = n_3 - n_B$. Обычно $n_i > 0$. Индекс I_3 определяют отдельно для северной и южной зон.

При расчете индекса меридиональной циркуляции I_M $\lambda_2 - \lambda_1 = 100^\circ$ в. д. — 40° з. д. = 140° , $j = 4$ (северная зона — $70^\circ, 65^\circ, 60^\circ$ и 55° , южная — $55^\circ, 50^\circ, 45^\circ$ и 40°) — число параллелей, на которых считаются пересечения изогипс поверхности AT_{500} в долготной зоне $\lambda_2 - \lambda_1 = 140^\circ$. Для северной зоны

$$\overline{\cos \varphi} = \frac{1}{4} (\cos 70^\circ + \cos 65^\circ + \cos 60^\circ + \cos 55^\circ) = 0,46,$$

для южной

$$\overline{\cos \varphi} = \frac{1}{4} (\cos 55^\circ + \cos 50^\circ + \cos 45^\circ + \cos 40^\circ) = 0,67,$$

Таким образом, рабочая формула для расчета индекса меридиональной циркуляции I_M имеет следующий вид:

$$I_M = \frac{1}{560 \overline{\cos \varphi}} 4 \sum_1^4 m_j. \quad (2)$$

При расчете m_i (число пересечений изогипс поверхности AT_{500} с четырьмя параллелями в долготной зоне λ_2 и λ_1) все пересечения считаются положительными, т.е. $m_i = m_{Ю} + m_{С}$, где $m_{Ю}$ — перенос с юга на север, $m_{С}$ — перенос с севера на юг. Индекс I_M считают отдельно для северной и южной зон.

Общий индекс $I_O = I_M / I_3$ также считают отдельно для северной и южной зон. Он дает возможность отнести синоптические процессы либо к зональному, либо к меридиональному типу [5].

Индексы атмосферной циркуляции Каца были рассчитаны за каждый день с декабря 1999 г. по ноябрь 2005 г. На основании общего индекса были определены случаи с зональной и меридиональной циркуляцией, а затем по соотношению знаков зональных градиентов геопотенциала AT_{500} на участках Лондон — Киев и Киев — Оренбург [5], устанавливались формы меридиональной циркуляции (западная (З), центральная (Ц), восточная (В) или смешанная (С)). В табл. 1 приведена средняя продолжительность форм атмосферной циркуляции Каца за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г.

Таблица 1

Средняя продолжительность (дни) форм атмосферной циркуляции Каца за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г.

Сезон	Зональный тип	Меридиональный тип циркуляции по А.Л. Кацу			
		З	Ц	В	С
Зима	7	24	18	9	32
Весна	4	16	32	12	28
Лето	11	13	37	11	20
Осень	9	12	35	10	25

Как следует из этих данных, зимой наибольшая средняя продолжительность на пространстве I естественного синоптического района отмечается у западной и смешанной форм циркуляции (суммарно эти формы занимают 56 дней), а наименьшая — у центральной и восточной форм (всего 27 дней), а также зональных процессов. Это объясняется сезонным влиянием подстилающей поверхности и полностью согласуется с многолетними характеристиками тропосферной циркуляции в холодную половину года. При этом над Атлантическим океаном развивается гребень тепла, который образуется вследствие того, что зимой океан теплее суши, и за счет западного переноса смещается от океана на восток с осью, расположенной восточнее Великобритании. Таким образом, в холодный период года меридиональные процессы З и С имеют общую особенность — над восточными районами Северной Атлантики и Западной Европой располагается высотный гребень, который над Европейской территорией России сменяется высотной ложбиной, что характерно для карт многолетних средних значений H_{500} [3, 6]. Две другие формы циркуляции — меридиональные процессы Ц и В — характеризуются противоположной локализацией высотных гребней и ложбин. Гребни расположены над центральной частью Евразии, а ложбины — над Западной Европой и

прилегающей частью Атлантического океана. В холодную половину года такая локализация не может быть поддержана обычным состоянием подстилающей поверхности (океан теплее суши), поэтому принято считать формы З и С зимними [3].

В то время как в холодную половину года формы З и С являются преобладающими, летом, наоборот, на них приходится всего 33 дня. Наиболее часто повторяющейся в это время года оказывается форма Ц, на которую приходится 37 дней. Второе место по повторяемости летом занимает форма С (20 дней), хотя это не является характерным событием в многолетнем режиме [7] и может быть связано с недостаточно большим периодом исследования. При этом суммарно процессы Ц и В составляют 48 дней, поэтому данные формы условно называют летними процессами [3].

Весной и осенью каких-либо ярких различий в повторяемости меридиональных форм атмосферной циркуляции не обнаружено. Весной суммарная продолжительность форм З и С и форм Ц и В одинакова — 44 дня. Осенью формы З и С наблюдались всего 37 дней, формы Ц и В — 45 дней. Так как весна и осень являются переходными сезонами, то заметного контраста между материком и океаном нет, поэтому и каких-либо заметных различий в повторяемости форм меридиональной циркуляции Каца не существует.

Проанализируем далее преобладание форм атмосферной циркуляции Каца, определив вероятность их взаимного преобразования. Соответствующие расчеты, которые проводились для процессов, имеющих продолжительность не менее двух дней, т.е. без учета исходных процессов-однодневок, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Преобладание (число случаев/%) форм атмосферной циркуляции Каца

Исходный процесс	Последующий процесс				Число случаев	% от общего числа случаев	
	Зональный	З	Ц	В			С
Зональный	—	7/18	10/25	5/12	18/45	40	11
З	7/10	—	23/34	0	38/56	68	18
Ц	13/13	25/25	—	32/31	32/31	102	28
В	3/6	3/6	20/41	—	23/47	49	13
С	11/10	44/40	38/35	16/15	—	109	30

Из табл. 2 следует, что зональный процесс чаще всего (в 45% случаев) переходит в форму С. Меридиональные формы З, Ц и В также чаще всего переходят в форму С: соответственно в 56%, 31% и 47% случаев. Одной из главных причин является то обстоятельство, что форма С наблюдается чаще всего (30% всех рассмотренных за данный период случаев). Довольно высокий процент взаимных преобразований форм З и Ц, В и Ц, а также Ц с З и В. Этой особенности также легко найти объяснение, которое заключается в том, что

эти формы близки друг другу в диагностическом плане и небольшое смещение осей гребней и ложбин приводит к данным преобразованиям. А вот форма 3 ни разу не преобразовалась в форму В, а форма В только 3 раза (всего 6%) преобразовывалась в форму 3 (табл. 2). Объясняется это тем, что на месте гребня одной формы наблюдается ложбина другой, и наоборот, поэтому случаи взаимной перестройки этих форм, которые минуют промежуточные формы Ц или С, наблюдаются крайне редко.

Для того чтобы дать характеристику аномалий среднесуточной температуры воздуха в г. Перми при различных формах атмосферной циркуляции Каца, определимся прежде всего с расчетом этой аномалии, которая вычислялась как отклонение среднесуточной температуры воздуха за каждый день месяца (T_i) от среднемесячной температуры (T_{cp}). При этом последняя представляла собой:

- 1) среднемесячную температуру данного месяца данного года;
- 2) среднее значение T_{cp} для каждого месяца, рассчитанное за весь исследуемый период (1999—2005 гг.);
- 3) климатические значения среднемесячной температуры воздуха ($T_{cp \text{ клим}}$), выписанные из Научно-прикладного справочника по климату СССР [8].

Отдельно для каждой формы циркуляции Каца были найдены средние аномалии за месяц. Затем для каждого месяца по каждой форме рассчитывалась средняя аномалия за исследуемый период.

Предварительно были рассчитаны среднемесячная температура за каждый год исследуемого периода и средние значения указанного параметра за весь период. Табл. 3 содержит результаты вычислений и климатические значения среднемесячной температуры воздуха.

Таблица 3

**Среднемесячная температура воздуха в г. Перми
за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г.**

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1999	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—5,9
2000	-10,5	-7,3	-2,3	7,2	8,2	17,9	20,9	14,7	8,3	2,5	-6,9	-13,1
2001	-10,3	-15,2	-3,4	6,3	12,6	14,6	18,0	15,0	10,8	0,4	-4,9	-15,1
2002	-11,0	-5,0	-2,1	2,6	7,8	14,0	18,7	11,7	10,1	1,4	-4,4	-19,9
2003	-12,8	-13,6	-4,2	4,4	12,2	13,8	18,9	19,2	10,5	5,6	-5,1	-5,3
2004	-9,5	-10,0	-3,4	-0,8	13,0	15,4	21,3	16,1	11,1	2,0	-3,8	-12,1
2005	-10,4	-15,1	-7,1	5,3	14,9	15,3	19,0	16,4	11,0	4,5	-0,6	-6,7
T_{cp}	-10,8	-11,0	-3,8	3,7	11,4	15,2	19,5	15,5	10,3	2,7	-4,3	-11,2
$T_{cp \text{ клим}}$	-15,3	-13,4	-6,9	2,6	10,2	15,7	18,0	15,4	9,3	1,4	-6,3	-12,7

Интересным моментом в этих данных является то, что начиная с зимы 2000—2001 гг. минимум температуры отмечался не в январе, который принято считать на Урале самым холодным месяцем года, а в декабре (зимы 2001—2002 и 2002—2003 гг.) или в феврале (зимы 2000—2001, 2003—2004 и

2004—2005 гг.). Минимальное среднее значение в исследуемом периоде также приходится на декабрь. Максимум температуры в 2003 г. отмечался не в июле, а в августе.

Следует отметить и тот факт, что для всех месяцев, за исключением июня, значения среднемесячной температуры, осредненные за рассматриваемый период, превышают климатические данные на 0,1°C (август)—4,5°C (январь). Это свидетельствует о том, что наблюдается некоторое повышение температуры воздуха в последние годы по сравнению с нормой, рассчитанной за период 1883—1980 гг. [8—11].

Данные табл. 3, а также значения среднемесячной температуры воздуха, представленные в [8], позволили рассчитать аномалии среднесуточной температуры воздуха в различные месяцы, в холодный (октябрь—март) и теплый (апрель—сентябрь) периоды года при зональной циркуляции, а также разных формах меридиональной атмосферной циркуляции Каца. Результаты этих расчетов представлены в табл. 4—6 соответственно для трех вариантов расчета.

Таблица 4

Аномалии среднесуточной температуры воздуха в различные месяцы, холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды при разных формах циркуляции (ФЦ) Каца за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г. (1-й вариант расчета)

ФЦ	Месяц												ХП	ТП
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Зон.	2,7	3,6	1,6	1,7	-3,4	1,9	0,4	1,8	1,9	0,6	4,2	-2,1	1,7	0,7
З	-2,4	-2,3	-0,3	-3,3	-3,0	-1,6	-2,5	-2,1	-2,1	0,7	-1,2	-1,0	-1,1	-2,4
Ц	0,7	-2,7	-2,1	-1,2	0,1	-1,3	-1,6	-0,1	-1,7	-1,0	-0,6	-0,5	-1,0	-1,0
В	0,4	3,1	3,3	2,7	0,8	0,8	2,1	-0,1	2,6	2,1	2,7	-0,9	1,8	1,5
С	0,6	1,8	1,3	-0,1	2,0	2,5	1,3	0,5	0,8	0,8	-0,1	1,5	1,0	1,2

Таблица 5

Аномалии среднесуточной температуры воздуха в различные месяцы, холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды при разных формах циркуляции (ФЦ) Каца за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г. (2-й вариант расчета)

ФЦ	Месяц												ХП	ТП
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Зон.	2,4	6,0	2,6	0,7	-2,2	0,7	0,1	0,7	1,6	1,1	4,4	1,5	3,0	0,3
З	-2,9	-2,5	-0,6	-4,9	-3,9	-2,0	-2,8	-2,1	-1,8	0,0	-0,5	-0,6	-1,2	-2,9
Ц	0,7	-3,4	-2,1	-1,9	-0,7	-1,3	-2,0	-0,8	-1,8	-1,7	-0,7	-1,0	-1,4	-1,4
В	0,9	2,3	3,2	4,6	2,9	0,9	2,8	0,3	2,5	3,7	1,4	3,3	2,5	2,3
С	1,0	1,7	1,3	-0,3	3,5	3,1	1,9	2,0	0,9	1,5	0,3	0,1	1,0	1,9

При сопоставлении данных трех таблиц видно, что наиболее значительны аномалии, рассчитанные как отклонение от климатических данных. Это под-

тверждает тот факт, что при большом периоде осреднения циркуляционные особенности учитываются в меньшей степени.

Согласно [3], в холодный период года на Урале при зональной циркуляции отмечается положительная аномалия температуры воздуха, а в теплый период отклонения от нормы практически отсутствуют. Наши расчеты в целом подтверждают этот вывод. Особенно отчетливо это проявляется при рассмотрении результатов 3-го варианта расчета, где аномалия составляет $0,9^{\circ}\text{C}$ в теплый период и $5,4^{\circ}\text{C}$ в холодный. Исключение составляет май, для которого аномалия принимает значения $-3,4^{\circ}\text{C}$, $-2,2^{\circ}\text{C}$, $-1,7^{\circ}\text{C}$ соответственно для 1-го, 2-го и 3-го вариантов расчета. В декабре при 1-м варианте расчета аномалия составляет также $-2,1^{\circ}\text{C}$ (табл. 4).

Таблица 6

Аномалии среднесуточной температуры воздуха в различные месяцы, холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды при разных формах циркуляции (ФЦ) Каца за декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г. (3-й вариант расчета)

ФЦ	Месяц												ХП	ТП
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Зон.	6,5	9,1	6,4	2,0	-1,7	0,3	1,6	0,6	2,4	2,1	5,6	2,6	5,4	0,9
З	1,4	0,9	3,2	-3,6	-3,4	-2,5	-1,3	-2,1	-0,9	1,0	0,7	0,3	1,2	-2,3
Ц	4,9	-0,2	1,8	-0,6	-0,2	-1,7	-0,6	-0,8	-0,9	-0,7	0,5	-0,2	1,0	-0,8
В	5,3	5,5	7,0	6,0	3,4	0,4	4,4	0,2	3,4	4,7	2,7	4,2	4,9	3,0
С	5,4	4,9	5,1	1,0	4,1	2,7	3,5	2,0	1,7	2,4	1,5	0,9	3,4	2,5

При форме 3 в холодное и теплое полугодия отмечаются отрицательные аномалии температуры воздуха, что также подтверждает известный вывод, представленный в [3]. Исключением является аномалия холодного полугодия, рассчитанная как отклонение от климатической нормы, которая составляет $1,2^{\circ}\text{C}$.

Форма Ц должна давать отрицательные аномалии в холодный период и положительные — в теплый [3]. Наши расчеты подтверждают этот вывод только в холодный период года при 1-м и 2-м вариантах расчета. В теплый период, согласно данным табл. 4–6, при всех вариантах расчета отмечается отрицательная аномалия от $-0,8^{\circ}\text{C}$ до $-1,4^{\circ}\text{C}$. Вероятнее всего, это объясняется тем, что формы циркуляции Каца характеризуют атмосферную циркуляцию на довольно большом пространстве и в сравнительно небольших регионах I естественного синоптического района, сравнимых по размерам с территорией Пермского края, одна и та же форма циркуляции Каца может содержать несколько различных местных циркуляций, которые, в свою очередь, формируют не всегда типичный температурный фон, как это наблюдалось при форме Ц в теплый период года в Перми.

При форме В во все месяцы года для всех вариантов расчета наблюдались положительные аномалии среднесуточной температуры воздуха (за исключением декабря и августа при 1-м варианте расчета — табл. 4). Это в целом

соответствует распределению изаномал, представленных в [3], однако разброс значений довольно велик: 1-й вариант расчета — от 2,7°C в апреле до 0,4°C в январе и -0,9°C в декабре (табл. 4); 2-й вариант расчета — от 4,6°C в апреле до 0,3°C в августе (табл. 5); 3-й вариант расчета — от 7,0°C в марте до 0,2°C в августе (табл. 6). Отчасти этот разброс можно объяснить небольшим числом случаев с данной формой циркуляции.

Форма С дает следующий разброс аномалий: от 2,5°C в июне, до -0,1°C в ноябре и апреле при 1-м варианте расчета; от 3,5°C в мае до -0,3°C в апреле при 2-м варианте расчета; от 5,4°C в январе до 0,9°C в декабре при 3-м варианте расчета, чем формирует типичный температурный режим в выбранном нами периоде (декабрь 1999 г.—ноябрь 2005 г.) [3].

В заключение сделаем следующие выводы.

Наиболее значительны аномалии, рассчитанные как отклонение от климатических значений среднемесячной температуры воздуха.

В целом зональная циркуляция и формы меридиональной атмосферной циркуляции Каца за исследуемый период формируют в районе г. Перми температурный режим, определенный ранее в исследованиях А.Л. Каца. Однако при долгосрочном прогнозе температуры воздуха, основанном на связи атмосферной циркуляции и погодных характеристик, необходимо более детальное исследование циркуляционных особенностей на территории Пермского края для определения подтипов как зональной циркуляции, так и форм меридиональной циркуляции Каца.

Работа выполнена при поддержке Ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (проект 2.1.1/4984).

Литература

1. Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А., Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат. 1985. 248 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 616 с.
3. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3–10 дней. Часть 1. Л.: Гидрометеоиздат. 1968. 352 с.
4. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Часть 1. Электронная версия. Гидрометцентр России. НПЦ «Мэп Мейкер». 1999—2005.
5. Бауман И.А., Кондратович К.В., Савичев А.И. Практикум по долгосрочным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1979. 104 с.
6. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1960. 270 с.
7. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1978. 344 с.
8. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 9. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 557 с.
9. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань. Изд-во Казан. ун-та. 2004. 320 с.
10. Калинин Н.А., Ермакова Л.Н., Аликина И.Я. Особенности формирования высокой температуры воздуха в сентябре–октябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале. Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 82—89.

11. Калинин Н.А., Кислов А.В., Бабина Е.Д., Ветров А.Л. Оценка качества воспроизведения моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале. Метеорология и гидрология. 2010. № 10. С. 15—22.

3.6. Влияние времени на восприятие прогнозов погоды общего назначения*

Введение

В последние два года властные и общественные структуры, представители научных кругов и медицинского сообщества Пермского края с разной степенью активности обсуждают вопрос о целесообразности перехода на местное (поясное) время, сдвигающее Пермский край на 2 часа к западу. Следует напомнить, что в основу современной системы часовых поясов положено всемирное (универсальное) координированное время (Universal Coordinated Time, UTC), называемое метеорологами всемирным скоординированным временем (ВСВ) и составляющим основу гражданского времени, введенное взамен времени по Гринвичу (GMT), от которого зависит время всех часовых поясов. Для того чтобы не вводить местное время для каждого градуса долготы, поверхность Земли условно поделена на 24 часовых пояса. Часовые пояса вокруг земного шара выражаются как положительное и отрицательное смещение от UTC (отрицательные смещения у часовых поясов к западу от нулевого (гринвичского) меридиана, положительные — к востоку). Существуют некоторые страны, в которых местное время отличается от всемирного не только на целое количество часов, но ещё дополнительно на 30 или 45 *мин*, однако, такие временные зоны не являются стандартными часовыми поясами. Теоретически 24 часовых пояса земного шара должны ограничиваться меридианами, проходящими на 7° 30' восточнее и западнее среднего меридиана каждого пояса, причём вокруг гринвичского меридиана действует всемирное время (UTC). Однако в реальности для сохранения единого времени внутри одной и той же административной или природной единицы границы поясов смещены относительно меридианов. При этом местами некоторые часовые пояса даже «пропадают», теряясь между соседними (например, в России в настоящее время «пропал» часовой пояс, определяемый как московское время плюс один час). Следует помнить, что время по UTC не переводится зимой и летом. Поэтому для тех мест, где есть перевод на летнее время, смещение относительно UTC меняется.

Пермь расположена на расстоянии 56° 14' к востоку от гринвичского меридиана. Таким образом, жители Перми «встречают» восход Солнца на 3 ч 44 *мин* 56 *с*. раньше населения, проживающего вдоль гринвичского меридиана, а для Пермского края в целом местным (поясным) временем является время UTC+4.

* См. Географический вестник. 2012. Вып. 2 (21) (совместно с И.Л. Лукиным).

Напомним, что с 1917 года действовал введённый декретом Временного правительства от 1 июля 1917 года переход на «летнее время», которое опережало местное (поясное) время на один час. Однако, в соответствии с декретом Совета Народных Комиссаров (СНК) РСФСР от 22 декабря 1917 года (по старому стилю) «О переводе стрелки часов», 27 декабря 1917 года (по старому стилю) стрелки часов были снова переведены на час назад. Практика ежегодного перехода на территории Российской Республики, РСФСР, а затем СССР на летнее время и последующего осеннего возвращения к «зимнему», продолжалась до 1924 года.

Постановлением СНК СССР от 16 июня 1930 года на территории СССР с формулировкой «в целях более рационального использования светлой части суток и перераспределения электроэнергии между бытовым и производственным потреблением» возвращение к «зимнему времени» было отменено. Таким образом, переведённое весной на час вперед время осенью того же года обратно возвращено уже не было, и страна, таким образом, продолжила жить в летнем времени. Такое время, постоянно опережающее поясное на один час, и получило название «декретного».

С 1 апреля 1981 года на территории СССР вводится летнее время, на которое страна переходила с последнего воскресенья марта до последнего воскресенья октября. Соответственно с последнего воскресенья октября до последнего воскресенья марта страна жила по зимнему времени. Летнее время опережало поясное уже на 2 часа (то есть ещё на 1 час по сравнению с декретным). Ежегодный переход на летнее/зимнее время в России существовал до лета 2011 года, когда переход на зимнее время был отменён, и летнее время стало постоянным.

По данным социологических опросов, большинство населения России выступало и продолжает выступать против перевода стрелок часов, хотя по вопросу, какое время принять за основу для часового пояса, мнения разделились.

В современной России к 2010 году декретное время фактически было отменено для 60% населения России, а в Республике Коми, Ненецком автономном округе и большей части Чукотки зимой применялось время, отстающее на час от поясного. Пермский край в число таких регионов не попал, поэтому с лета 2011 года его население живет примерно по времени Красноярска (92° 52' в.д.) (UTC+6). Таким образом, обсуждающийся переход на местное (поясное) время, сдвигающее Пермский край на 2 часа к западу, в действительности означает лишь восстановление природной истины в нашем регионе (UTC+4). Рассмотрим, каким образом влияет время на восприятие прогнозов погоды общего пользования на примере температуры воздуха, как наиболее значимой для людей метеорологической величины [1, 2, 5].

Исходные данные

В качестве исходного материала для определения высоты Солнца над

уровнем горизонта использовались астрономические данные для Перми. Для построения графиков суточного хода температуры воздуха мы воспользовались данными метеорологических наблюдений авиаметеостанции (АМСГ) Большое Савино за 2008 г., любезно предоставленные нам О.Ю. Булгаковой. Дискретность наблюдений за температурой воздуха составляет 30 мин, что дает возможность проводить детальный анализ особенностей изменения температуры воздуха в течение суток.

Обсуждение результатов

Прежде чем перейти к рассмотрению суточного хода температуры воздуха и особенностям его восприятия при различной часовой настройке (UTC+6 или UTC+4), обратимся к рис. 1—6, где представлены графики суточного хода высоты Солнца в г. Перми в день зимнего солнцестояния (рис. 1—2), в дни весеннего и осеннего равноденствий (рис. 3—4) и в день летнего солнцестояния (рис. 5—6). На горизонтальной оси координат синим цветом выделен 11-часовой временной интервал, который может быть условно назван активным временем суток. Действительно, в 8 ч утра большая часть населения выходит на работу, которая начинается также у большинства в 9 ч и заканчивается в 18 ч вечера. В среднем за 1 час (также как утром) мы добираемся до дома, где оказываемся в 19 ч вечера.

Разумеется, данная модель временного перемещения не может быть применена ко всем жителям Пермского края, однако именно это время (с 8 до 9 ч и с 18 до 19 ч) совпадает с так называемыми «часами пик», поэтому именно ее мы взяли для характеристики особенностей восприятия тепловых ощущений людей, которые утром и вечером находятся на открытом воздухе и для которых, соответственно, важное значение имеет характер суточного хода температуры.

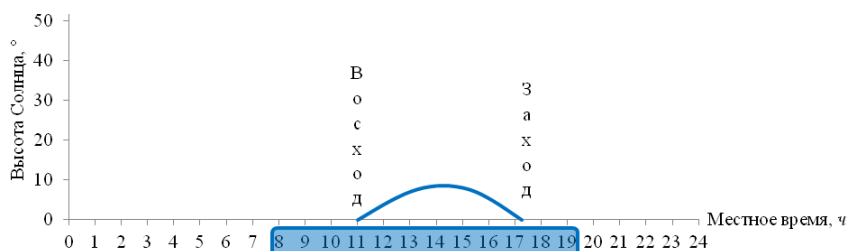


Рис. 1. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в день зимнего солнцестояния (UTC+6).

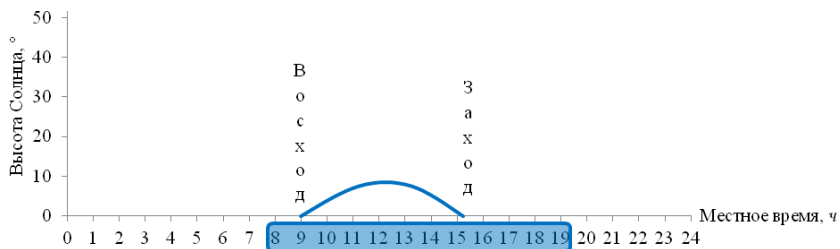


Рис. 2. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в день зимнего солнцестояния (UTC+4).

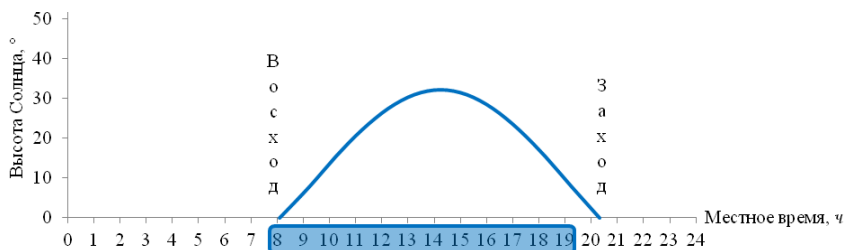


Рис. 3. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в дни равноденствий (UTC+6).

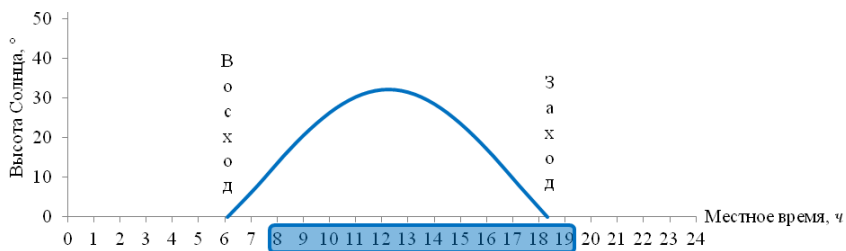


Рис. 4. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в дни равноденствий (UTC+4).

Продолжительность дня, т. е. время между восходом и заходом Солнца в Перми в день зимнего солнцестояния, составляет 6 ч 27 мин, в дни весеннего и осеннего равноденствий 12 ч 14 мин (не ровно 12 ч, а на 14 мин больше вследствие рефракции), а в день летнего солнцестояния — 18 ч 12 мин. Однако для определения продолжительности светового дня к нему необходимо добавить время, когда естественный свет обеспечивается верхними слоями атмосферы, которые, принимая прямые солнечные лучи, отражают часть их

на поверхность Земли в период гражданских сумерек. Напомним, что гражданские сумерки — это наиболее светлая часть сумерек, длящаяся от момента видимого захода Солнца за линию горизонта до момента погружения центра Солнца под линию горизонта на 6° . Считается, что в эту часть сумерек на открытом месте можно без искусственного освещения выполнять любые работы. Исходя из этого продолжительность светлого времени суток в день зимнего солнцестояния составляет около 9 ч, а в дни весеннего и осеннего равноденствий и в день летнего солнцестояния — соответственно около 14 и 21,5 ч.

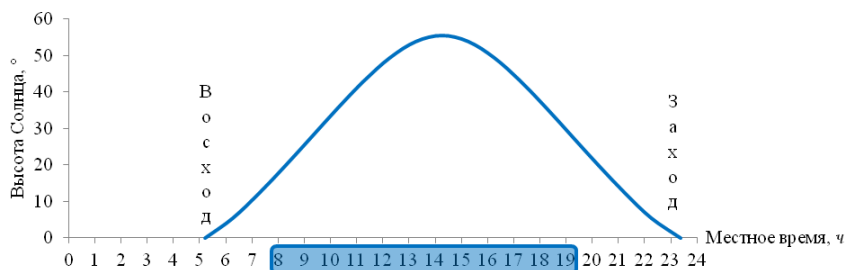


Рис. 5. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в день летнего солнцестояния (UTC+6).

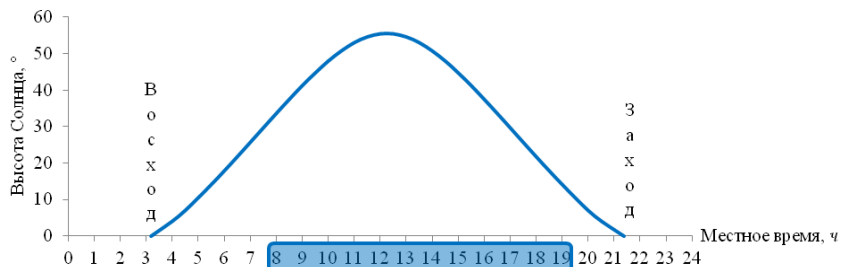


Рис. 6. График суточного хода высоты Солнца в г. Пермь в день летнего солнцестояния (UTC+4).

Из рис. 1—6 следует, что наиболее заметно переход с нынешнего (UTC+6) режима на поясное (UTC+4) время скажется зимой. Действительно, в настоящее время мы выезжаем на работу и начинаем трудиться в полной темноте (рис. 1), а световой день начинается лишь около 10 ч утра. Возвращаемся с работы мы также тогда, когда за окном полная темень. При переводе стрелок на 2 ч назад даже наш подъем произойдет в светлое время, а начнем мы работу точно с восходом Солнца (рис. 2). Соответственно к концу рабочего дня светлое время суток для нас закончится на 2 ч раньше по сравнению с нынешним режимом. Однако по нашему мнению при выборе вари-

анта UTC+4 выход на открытый воздух и начало трудового процесса в светлое время будет способствовать выработке у жителей Пермского края большего оптимизма для проживания тех 15 ч, которые приходится в эти сутки на полную темноту. В остальные ключевые моменты года (рис. 3—6) переход на время UTC+4 с точки зрения восприятия светового дня окажется не столь заметным, однако в связи с более поздним утренним подъемом наибольший выигрыш от этого перехода получают так называемые «совы» — тип людей, для которых естественно поздно ложиться спать и поздно вставать. По статистике в мире 40% «сов», 25% «жаворонков», остальные люди принадлежат к промежуточным типам [6]. Профессиональные психологи утверждают, что жизнь городов перестраивает людей на тип «сов», поэтому очевиден вывод о том, что переход с UTC+6 на UTC+4 будет более благоприятен для большинства жителей Пермского края [7].

Рассмотрим особенности восприятия тепловых ощущений человека на открытом воздухе при различной часовой настройке (UTC+6 или UTC+4) на примере суточных изменений температуры воздуха. Известно, что хорошо выраженный суточный ход температуры воздуха обусловлен изменением притока тепла к земной поверхности и атмосфере в течение суток [3]. В дневные часы земная поверхность вследствие притока солнечной радиации нагревается, а ночью под влиянием излучения охлаждается. При этом непосредственное поглощение воздухом коротковолновой солнечной радиации днем и собственное излучение ночью весьма слабо влияют на температуру воздуха, в результате чего возникает теплообмен между земной поверхностью и атмосферой, который и является причиной суточных изменений температуры воздуха [3]. Из непосредственных наблюдений следует, что минимум температуры земной поверхности наступает незадолго до восхода Солнца. С восходом Солнца температура земной поверхности быстро повышается. Путем турбулентного обмена и радиационных процессов тепло от земной поверхности передается воздуху. Благодаря усвоению тепла температура воздуха после восхода Солнца также начинает расти, но с некоторым запаздыванием по сравнению с температурой земной поверхности. Запаздывание тем больше, чем выше расположен прогревающийся слой воздуха. Запаздывание зависит также от интенсивности турбулентного обмена: чем он меньше, что соответствует незначительным (1—2 м/с) скоростям ветра, тем запаздывание больше. С увеличением интенсивности турбулентного перемешивания, соответствующее скоростям ветра больше 2 м/с, запаздывание уменьшается. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что на уровне дыхания человека время такого запаздывания составляет в среднем 1,5—3,5 ч [3].

Известно, что в прогнозах погоды общего назначения (общего пользования) указывают минимальную температуру воздуха ночью и максимальную температуру воздуха днем с интервалом для пункта (например, г. Пермь) 2°C. В прогнозах температуры воздуха по пункту допускается температуру указывать одним числом с использованием предлога «около». При этом имеется в

виду середина прогнозируемого интервала температуры воздуха. Например, если в прогнозе указано, что ожидается температура воздуха около 20°C, то это означает, что в городе прогнозируется температура 19—21°C [4].

В связи с тем, что стрелки наших часов сдвинуты на 2 ч вперед по сравнению с поясным временем, истинный полдень (середина дня) наступает не в 12 ч (в Перми в 12 ч 15 мин, так как долгота нашего города не 60°, а 56° 14'), а на 2 ч позднее. Благодаря небольшой тепловой инерции, максимальных значений температура земной поверхности достигает не в момент максимальной высоты Солнца, а спустя 10—15 мин, что при нынешней часовой настройке наступает примерно в 14 ч 30 мин. Таким образом, максимальная температура воздуха на уровне дыхания человека устанавливается в среднем в интервале от 16 до 18 ч.

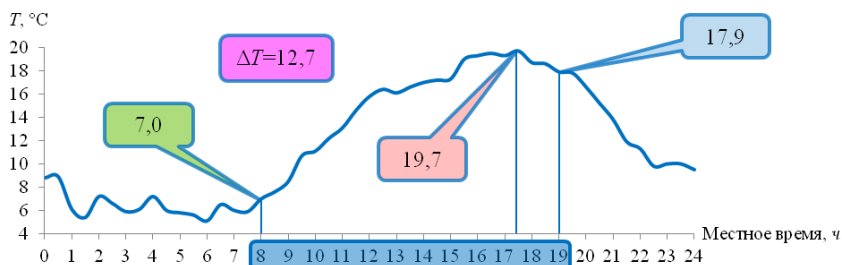


Рис. 7. График суточного хода температуры воздуха по данным АМСГ Большое Савино (г. Пермь) 11 апреля 2008 г. (UTC+6).

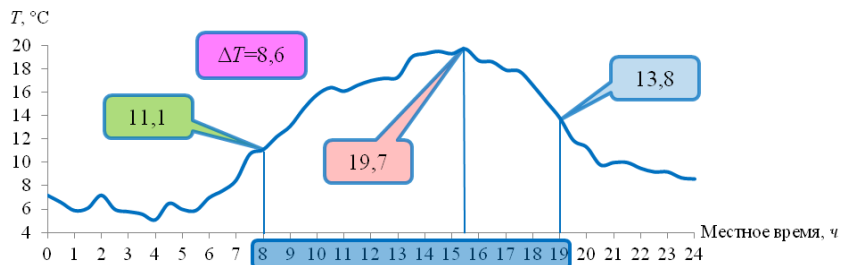


Рис. 8. График суточного хода температуры воздуха по данным АМСГ Большое Савино (г. Пермь) 11 апреля 2008 г. (UTC+4).

На рис.7—8 представлен график суточного хода температуры воздуха по данным АМСГ Большое Савино (г. Пермь) 11 апреля 2008 г. На этот день температура воздуха прогнозировалась в интервале 18—20°C, поэтому, выходя утром на работу, мы одеваемся в соответствии с ожидаемыми тепловыми ощущениями. Из рис. 7 следует, что в 8 ч утра температура воздуха составляла всего 7°C, а своего максимального значения она достигла по суще-

ству лишь к вечеру — в 17 ч 30 мин. Разница между температурой воздуха в момент нашего выхода на работу и ее максимального значения составила $\Delta T = 19,7 - 7,0 = 12,7^\circ\text{C}$, а в сравнении с температурой в момент прихода с работы $17,9 - 7,0 = 10,9^\circ\text{C}$ (рис. 7). Эти данные свидетельствуют о том, что, во-первых, настраиваясь на соответствующий прогноз дневной температуры, мы ожидаем утром ее более высоких значений (день по нашим представлениям совсем близко!), а не получая этого — испытываем не только тепловой, но и моральный дискомфорт. Во-вторых, мы вынуждены утром серьезно утепляться и эту теплую одежду домой уже нести в руках (завтра подобное повторится!), что также явно негативно скажется на нашем комфорте.

Если Пермский край перейдет на поясное время, то картина тепловых ощущений кардинально меняется. Действительно, первая разница уже составит $\Delta T = 19,7 - 11,1 = 8,6^\circ\text{C}$, а вторая $13,8 - 11,1 = 2,7^\circ\text{C}$ (рис. 8). Таким образом, перевод стрелок на 2 ч назад восстановит нормальную картину нашего настроения на ожидаемый прогноз погоды общего назначения и заметно улучшит возникающие при нахождении на открытом воздухе тепловые ощущения собственного организма.

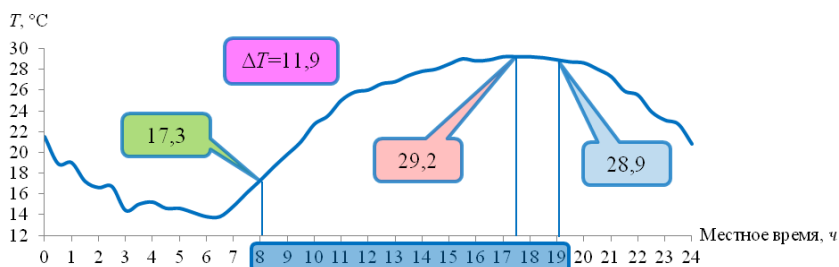


Рис. 9. График суточного хода температуры воздуха по данным АМСГ Большое Савино (г. Пермь) 20 июля 2008 г. (UTC+6).

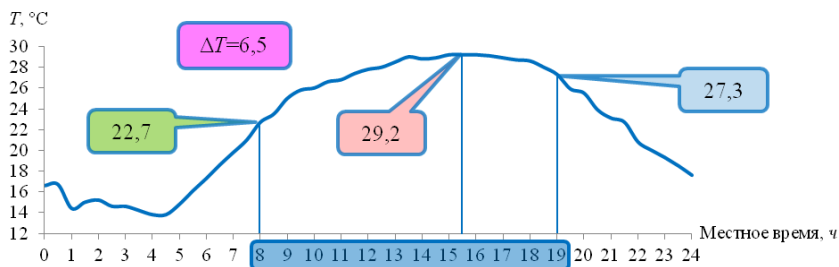


Рис. 10. График суточного хода температуры воздуха по данным АМСГ Большое Савино (г. Пермь) 20 июля 2008 г. (UTC+4).

В примере, приведенном на рис. 9—10, переход с UTC+6 (рис. 9) на

UTC+4 (рис. 10) еще более контрастен. Разница между утренней температурой и ее максимумом, который при UTC+6 также наступает в 17 ч 30 мин, при переходе на поясное время (UTC+4) снизится даже не на 4,1°C, как это произошло 11 апреля 2008 г. (рис. 7–8), а на 5,4°C, и в сравнении с температурой в момент выхода и прихода с работы изменится с 28,9 – 17,3 = 11,6°C до 27,3 – 22,7 = 4,6°C (рис. 9–10).

Выводы

1. Переход на местное (поясное) время (UTC+4) с точки зрения восприятия светового дня в связи с более поздним утренним подъемом относительно восхода Солнца наилучшим образом скажется на так называемых «совах» — типе людей, для которых естественно поздно ложиться спать и поздно вставать.

2. Перевод стрелок на 2 ч назад восстановит нормальную картину нашего настроения на ожидаемый прогноз погоды общего назначения и заметно улучшит возникающий перепад тепловых ощущений собственного организма при нахождении на открытом воздухе во время выхода на работу утром и прихода с нее вечером.

3. Компромиссным вариантом будет перевод стрелок не на 2, а на 1 час назад, что, с одной стороны все же повысит комфортность нашего восприятия суточных прогнозов температуры воздуха, а с другой — не потребует заметной перестройки общего уклада жизни, сложившегося у жителей Пермского края в последние 30 лет.

Литература

1. Калинин Н.А., Ермакова Л.Н., Аликина И.Я. Особенности формирования высокой температуры воздуха в сентябре—октябре 2003 г. на Среднем и Южном Урале. *Метеорология и гидрология*. 2005. № 5. С. 82—89.
2. Калинин Н.А., Кислов А.В., Бабина Е.Д., Ветров А.Л. Оценка качества воспроизведения моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале. *Метеорология и гидрология*. 2010. № 10. С. 15—22.
3. Матвеев Л.Т. *Физика атмосферы*. СПб.: Гидрометеиздат. 2000. 778 с.
4. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. РД 52.27.724–2009. Обнинск. ИГ–СОЦИН. 2009. 50 с.
5. Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / Под ред. Н.С. Касимова и А.В. Кислова. М.: МАКС Пресс. 2011. 496 с.
6. Биоритмы и хроно типы. Собы, жаворонки, голуби. URL: <http://snotvornoe.ru/sleep/biorhythms/about> (дата обращения 16.03.2012).
7. Собы и жаворонки. URL: http://www.therapy.by/articles/sovi_i_zhavoronki (дата обращения 16.03.2012).

3.7. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF*

1. Введение

Численному моделированию интенсивной конвекции с помощью мезомасштабных моделей посвящен целый ряд исследований, проведенных как в России, так и за рубежом. Возможность выбора способа параметризации конвекции и микрофизики привела к широкому распространению мезомасштабной модели WRF (Weather Research and Forecasting), с использованием которой проведены численные эксперименты возникновения опасных явлений погоды на Дальнем Востоке [6], в Сибири [11, 12] и на европейской территории России [1—3, 13]. Случаи возникновения опасных явлений погоды с помощью модели WRF за рубежом рассмотрены в работах [15—18]. Альтернативные численные эксперименты проводятся с использованием модели Consortium for Small-scale Modeling (COSMO) [4, 5], поскольку осенью 2009 г. Росгидромет вошел в состав этого научного консорциума.

Территория Пермского края ежегодно находится под воздействием конвективных образований разной степени организации: кратковременно наблюдаемых облачных конвективных систем, существующих длительное время облачных систем переменной интенсивности и разрушительных суперъядерных облаков [7—10].

В настоящей статье представлены результаты моделирования интенсивной конвекции на территории Пермского края 9 июня 2012 г.

2. Условия погоды при выпадении крупного града на территории Пермского края

Днем 9 июня 2012 г. на территории Пермского края развивалась существовавшая непродолжительное время облачная конвективная система, которая сопровождалась выпадением ливневых осадков, формированием шквалов и града. Вечером 9 июня, по данным стационарной сети метеорологических станций, в большинстве районов Пермского края прошли сильные грозы, в отдельных районах со шквалистым усилением ветра до 22 м/с и градом диаметром 20 мм и более (критерий опасного гидрометеорологического явления [14]). В Перми после 16 ч (время местное) в восточной части города отмечались грозы с усилением ветра и градом. В результате были поломаны ветви деревьев, градом повреждены сотни автомобилей. Грозы 9 июня в районе Перми стали самыми интенсивными за последние несколько лет, крупный град отмечен впервые с 2008 г. Произошедшие неблагоприятные и опасные явления погоды обусловлены выходом южного циклона на европейскую тер-

* См. Метеорология и гидрология. 2013. № 9 (совместно с А.И. Ветровым, Е.М. Связовым, Е.В. Поповой).

риторию России с формированием конвективных процессов в его теплом секторе.

3. Синоптические условия

Днем 5 июня циклон зародился на антициклональной стороне высотной фронтальной зоны (ВФЗ) в благоприятных для циклогенеза условиях. У поверхности земли наблюдалось малоградиентное поле с падением давления до $2,7 \text{ гПа} / 3 \text{ ч}$. На приземной карте над районами Болгарии 5 июня 2012 г. в 0 ч ВСВ сформировался циклон с замкнутой изобарой 1005 гПа и давлением в центре $1004,8 \text{ гПа}$ (табл. 1). На изобарической поверхности 500 гПа над приземным центром располагалась передняя часть ложбины с расходимостью потоков, уменьшением циклонической кривизны с переходом к антициклонической. На изобарической поверхности 850 гПа отмечалась двухсторонняя адвекция. При этом адвекция холода в тылу составила 5°C , адвекция тепла в передней части — 5°C , а контраст температуры в ВФЗ на карте OT_{1000}^{500} — $8 \text{ гн. дам}/1000 \text{ км}$.

По мере углубления циклона давление в его центре понизилось с $1004,8$ до $997,2 \text{ гПа}$. Циклон перемещался по ведущему потоку с юго-запада на северо-восток с западных районов Болгарии через Украину с выходом на Тульскую область. По мере развития циклона по вертикали скорость его перемещения уменьшилась с 27 до 15 км/ч . Динамическое падение на изобарической поверхности 500 гПа над приземным центром циклона составило $4\text{--}9 \text{ гн. дам}$ за 24 ч , что способствовало его развитию по высоте. Таким образом, циклон, находящийся в стадии молодого, днем 7 июня стал средним барическим образованием, а через сутки — высоким барическим образованием (табл. 1). Термическая неоднородность усиливалась — контраст температуры в ВФЗ над приземным центром на карте OT_{1000}^{500} увеличился до $18 \text{ гн. дам}/1000 \text{ км}$. Интенсивный циклогенез 8 июня привел к углублению высотной ложбины, деформации ВФЗ и к смене юго-западных потоков на южные. Скорость перемещения циклона уменьшилась, а направление перемещения изменилось на северное. В эллиптически вытянутой замкнутой изобаре 1000 гПа у точки окклюзии арктической фронтальной системы 8 июня в 21 ч ВСВ образовался новый циклон с давлением в центре $997,7 \text{ гПа}$ и падением давления до $2,7 \text{ гПа}/3 \text{ ч}$, который стал основным (табл. 1). Южный циклон 9 июня в 0 ч ВСВ, находясь в стадии максимального развития, представлял собой обширный циклонический вихрь с квазивертикальной осью. Будучи холодным малоподвижным образованием, в дальнейшем он заполнился. Вновь образовавшийся циклон оказался в благоприятном термобарическом поле: на изобарической поверхности 500 гПа над приземным центром располагалась передняя часть высотной ложбины с расходимостью потоков и с переходом к антициклонической кривизне, величина динамического падения составила 8 гПа за сутки, а контраст температуры на карте OT_{1000}^{500} — $16 \text{ гн. дам}/1000 \text{ км}$.

Таблица 1

Параметры эволюции циклона

Дата, 2012г.	Время, ч ВСВ	Стадия развития циклона	Вертикальное развитие барическо- го образо- вания	Давление в центре, гПа	Барическая тенденция		Скорость перемеще- ния, км/ч	Контраст температуры над приземным центром на карте от 1000, гг. дам/1000 км	Адвекция, °С	
					в центре циклона	в перед- ней части циклона			в тылу циклона	в перед- ней части циклона
5 VI	0	Начальная	Низкое	1004,8	-0,9	-1,5	—	8	-5,0	5,0
	12	Молодой циклон	>>	1003,7	-1,4	-1,4	—	16	0	2,5
6 VI	0	То же	>>	1003,0	-1,4	-1,5	27	12	-2,5	2,5
	12	>>	>>	1002,3	-1,5	-2,3	24	12	0	0
7 VI	0	>>	>>	1002,9	-0,1	-1,3	24	10	0	2,5
	12	>>	Среднее	1000,0	-1,4	-1,5	23	12	-2,5	0
8 VI	0	>>	>>	998,7	-2,1	-1,6	25	14	-2,5	5,0
	12	>>	Высокое	997,2	-0,2	-0,4	20	18	-5,0	7,5
9 VI	0	Максимальное развитие	>>	997,8	-0,2	-0,6	18	—	—	—
Новый циклон										
9 VI	0	Начальная	Низкое	997,1	-2,7	-3,4	—	16	-5,0	2,5
	12	Молодой циклон	>>	998,6	-1,1	-3,7	—	16	-2,5	5,0

Циклон смещался по ведущему потоку с юго-запада на северо-восток со скоростью 13 км/ч. На карте погоды за 9 июня в 12 ч ВСВ центр циклона наблюдался северо-западнее Сыктывкара. На рис. 1 приводится снимок теплового сектора этого циклона, сделанный ИСЗ «NOOA-15».

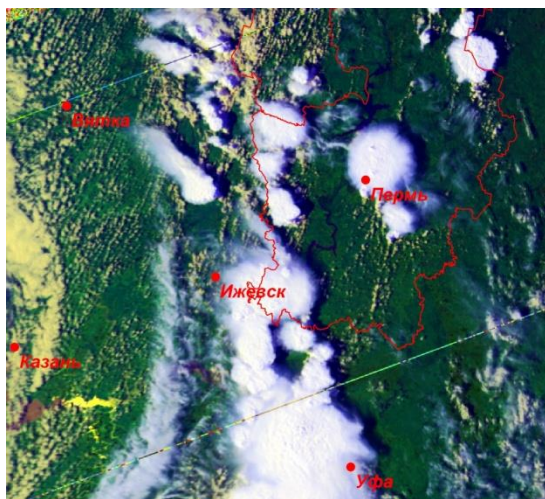


Рис. 1. Спутниковый снимок в видимом диапазоне, полученный с ИСЗ «NOOA-15» 9 июня 2012 г. в 11 ч 37 мин ВСВ.

В пределах циклонического вихря располагалась двойная фронтальная система, разделяющая воздушные массы, которые существенно различались по своим свойствам. В начальной стадии циклона на границах раздела воздушных масс наблюдались небольшие и умеренные ливневые дожди, в центральной части циклона — с грозами. По мере развития циклона происходило обострение фронтов (табл. 2). Максимальная температура воздуха перед теплым участком полярного фронта составляла 20–25°C, за холодным — 14–19°C, а в теплом секторе — 30–35°C. Облачная система теплового фронта расширялась, интенсивность дождей увеличилась до сильных. В свою очередь, облачность холодного фронта сужалась и уплотнялась, вследствие чего образовывались мощные кучевые облака.

На контрастном холодном фронте, который в это время проходил через Среднее Поволжье, отмечалась активная грозовая деятельность со шквалистым усилением ветра до 20 м/с. На стадии максимального развития циклона холодные фронты арктической и полярной систем приобрели меридиональную направленность. На высоте полярному фронту соответствовали параллельные южные потоки, что определило уменьшение скорости его смещения. Малоподвижность циклонического вихря обеспечивала заток холода, который способствовал фронтогенезу холодного участка арктического фронта и

его сближению с полярным. В результате холодный участок полярной системы утром 9 июня слился с холодным фронтом арктической системы, располагаясь вдоль западных границ Пермского края и медленно смещаясь на северо-восток.

Таблица 2

Характеристика фронтальных разделов

Фронтальная система	Стадия развития циклона	Контраст температуры				Скорость перемещения, км/ч	
		на карте OT_{1000}^{500} , гп. дам /1000 км		на приземной карте, °С		холодного фронта	теплого фронта
		над холодным фронтом	над теплым фронтом	над холодным фронтом	над теплым фронтом		
Арктический фронт	Начальная	20	16	8	6	—	—
	Молодой циклон	12	18	10	6	16	12
	Максимальное развитие	16	20	10	10	18	20
Полярный фронт	Начальная	10	12	8	7	—	—
	Молодой циклон	10	12	8	5	30	12
	Максимальное развитие	16	12	8	6	12	16

С южным ветром на Средний Урал начал распространяться тропический воздух с Нижнего Поволжья. Так, минимальная температура воздуха в Пермском крае ночью 9 июня не опустилась ниже 15—20°С. В течение дня 9 июня Пермский край находился под влиянием теплого сектора циклона, во влажной неустойчивой воздушной массе. Во второй половине дня энергии неустойчивости оказалось достаточно для формирования кучево-дождевых облаков. По данным утреннего радиозондирования, высота тропопаузы составляла 13 км. По данным МРЛ-5 аэропорта Большое Савино (г.Пермь), на востоке от Перми наблюдались мощные конвективные облака, верхняя кромка которых располагалась на высоте 11—13 км, что свидетельствовало об их градоопасности.

4. Результаты численного моделирования процесса выпадения сильного града

В качестве инструмента исследования использовалась мезомасштабная модель WRF. Прогнозы составлялись с использованием динамического ядра ARW по двум вариантам. В первом варианте параметризации конвекции не производилось, и она моделировалась непосредственно. Поскольку прямой расчет конвекции целесообразен при пространственном разрешении 3 км и менее [3], результаты моделирования при пространственном разрешении 10 км помогли бы оценить вклад в формирование осадков крупномасштабных синоптических процессов и процессов мезомасштаба. Для параметризации

пограничного слоя и турбулентности использовалась схема Меллора – Ямады – Янича, для параметризации процессов на поверхности суши и в почве — схема Noah. Потоки длинноволновой радиации рассчитывались по схеме RRTM, а коротковолновой радиации — по схеме RRTMG, параметризация микрофизики в облаках производилась по схеме Томпсона [19]. Во втором варианте все параметризации оставались неизменными, а параметризация конвекции последовательно менялась. Всего было испытано 4 параметризации конвекции: старая и новая схемы Каина – Фритша, а также схемы Беттса – Миллера – Янича и Грелла – Девени.

Расчет производился на 24 ч — с 0 до 24 ч ВСВ 9 июня. В качестве начальных и граничных условий использовали результаты объективного анализа и прогноз GFS. Расчет производился для полигона 200×200 км с шагом интегрирования по пространству 10 км.

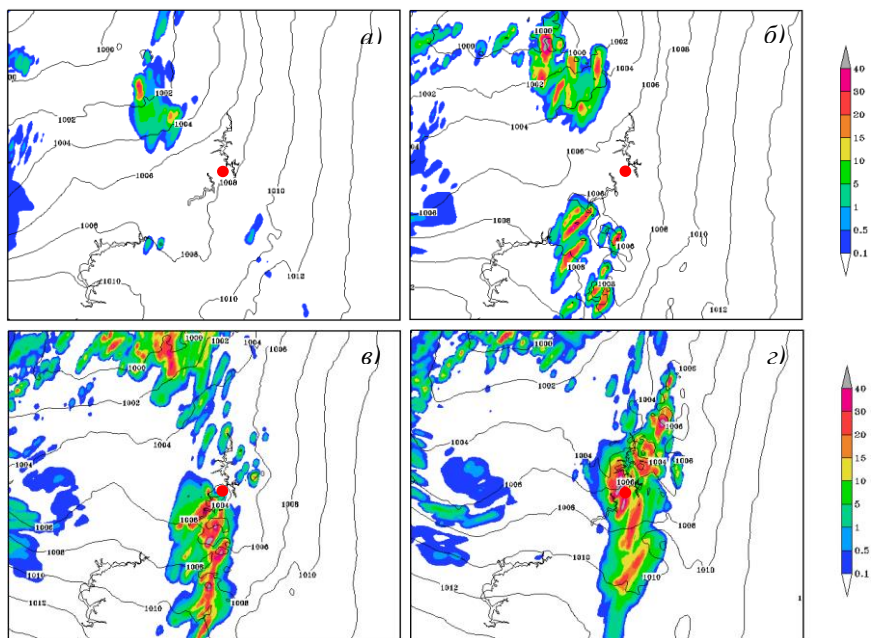


Рис. 2. Интенсивность осадков (цветовая шкала; мм/3 ч) и поле давления (изолинии; гПа) в 9 (а), 12 (б), 15 (в) и 18 ч ВСВ (з) 9 июня 2012 г. по модельным расчетам без параметризации конвекции.

Красным кругом помечено положение г. Перми.

Совместный анализ результатов моделирования и данных наблюдений выявил следующее. Модель адекватно воспроизводит поле давления — центр циклона в 12 ч ВСВ 9 июня находится северо-западнее г. Сыктывкара. Поле

изогипс на поверхности 500 гПа соответствует передней части высотной ложбины. Хорошее соответствие поля давления обусловлено, прежде всего, качественными начальными данными глобальной модели GFS.

Модель адекватно воспроизводит конфигурацию поля осадков и время максимального развития мезомасштабной конвективной системы. На рис. 2 приведены данные моделирования без параметризации конвекции. Хорошо заметны конвективные системы, связанные с двумя фронтами — арктическим и полярным. Обе системы вытянуты с юга на север, что также соответствует фактическому процессу. При этом в ходе развития модельного процесса формируются области, где за 3 ч выпадает более 40 мм осадков. Однако конкретные пятна осадков указанной интенсивности не совпадают с данными наземных стационарных наблюдений (табл. 3).

Таблица 3

Осадки фактические и модельные (мм) за период с 0 до 15 ч + с 15 до 24 ч ВСВ 9 июня 2012 г.

Метеостанция	Фактическая сумма осадков	Модельные осадки без параметризации конвекции	Схемы параметризации			
			Каина – Фритша		Беттса – Миллера – Яница	Грелла – Девени
			модифицированная	оригинальная		
Пермь	6,3+12,1	0,0+16,9	1,8+27,0	0,9+36,4	1,9+2,0	8,8+5,1
Ныроб	0,0+9,1	0,0+15,4	7,6+24,3	1,3+16,6	2,9+0,8	5,5+25,9
Вая	9,3+6,8	0,0+30,7	17,4+14,1	9,6+17,4	3,5+3,4	7,3+21,9
Чердынь	0,0+9,5	0,0+15,2	7,3+25,8	0,6+30,4	3,5+6,9	4,7+9,3
Усть-Черная	0,5+0,0	8,8+2,4	21,1+0,0	13,0+0,1	12,8+0,0	7,8+0,0
Коса	0,0+3,4	0,0+5,5	12,1+5,3	7,1+14,9	3,3+4,8	13,6+0,0
Гайны	0,5+0,4	6,2+5,8	6,9+0,3	2,6+3,2	5,2+5,7	4,6+0,0
Березники	0,0+20,6	0,0+34,7	4,0+26,8	0,4+43,0	1,6+0,9	4,5+15,2
Кочево	7,5+0,3	0,0+0,5	15,6+0,7	1,5+2,1	3,5+5,8	8,9+0,0
Губаха	0,0+13,4	0,1+23,2	9,0+2,4	2,3+24,1	1,8+1,4	7,0+18,6
Кудымкар	0,0+0,3	0,6+0,9	3,1+2,7	3,0+2,1	5,0+2,5	4,3+1,1
Добрянка	2,2+4,2	0,0+16,4	0,0+22,1	0,3+39,8	7,3+1,2	10,0+7,4
Чермоз	0,0+26,2	0,0+4,7	0,5+31,6	1,0+36,1	0,2+3,0	8,3+22,3
Верещагино	0,0+0,0	0,6+1,5	0,1+1,9	0,3+1,9	1,7+0,8	4,2+0,1
Бисер	0,0+0,4	0,0+5,1	11,8+1,4	6,1+3,0	2,2+1,3	8,0+11,7
Лысьва	0,0+6,2	0,3+7,2	23,9+1,7	0,8+2,5	5,6+2,3	14,2+4,3
Кын	0,0+1,4	0,0+3,3	17,1+2,7	2,6+1,3	3,5+1,9	10,1+1,7
Оханск	0,0+0,0	13,0+25,5	7,8+10,3	13,4+16,0	4,1+9,1	5,8+10,6
Б. Соснова	0,5+0,0	4,1+1,0	0,2+0,4	3,0+0,1	2,5+0,7	9,8+0,3
Кунгур	0,0+4,6	0,1+20,3	12,5+2,4	4,0+16,0	9,8+0,0	11,9+4,1
Оса	0,0+3,6	9,8+6,8	18,0+15,6	26,1+2,2	5,9+2,9	11,6+2,9
Ножовка	0,7+1,2	22,8+0,1	14,0+0,4	23,3+0,7	6,9+3,7	11,8+0,6
Чайковский	4,3+0,0	16,9+0,0	2,5+0,0	22,8+0,0	4,9+0,0	13,1+0,0
Чернушка	6,0+6,0	6,4+16,8	21,5+2,1	11,3+15,3	6,9+1,5	15,5+3,0
Октябрьский	0,0+3,7	0,0+9,0	1,1+2,7	0,0+6,2	7,1+9,9	6,7+2,9

Из данных табл. 3 следует, что на станции Пермь модель без параметризации конвекции в исследуемый временной интервале от 0 до 15 ч не дает конвективных осадков из-за того, что происходит запаздывание на 3 ч выхода

модельной конвекции на территорию Перми. Напротив, в период с 15 до 24 ч данный подход демонстрирует хорошее совпадение результатов. При этом все модели конвекции характеризуются значительным разбросом значений сумм осадков. Так, станции с большими суммами модельных осадков фактически существенных осадков не имеют. Компромиссным вариантом для выбранной территории является схема Грелла – Девени, хотя и согласно ей доля завышенных осадков велика. Следует отметить, что ни в одном из вариантов модели случаи с градом в течение 9 июня не воспроизводятся.

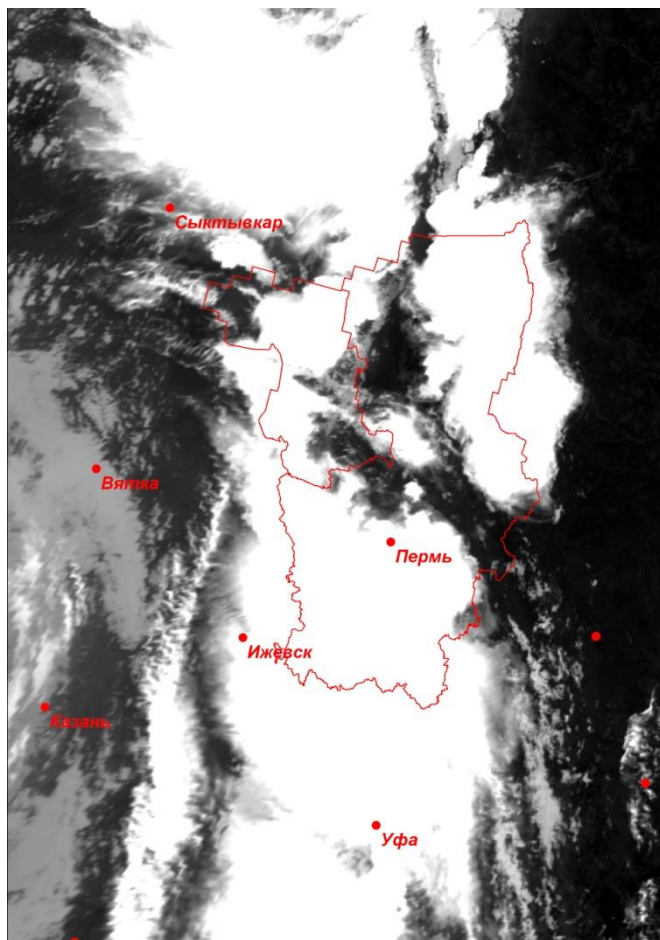


Рис. 3. Спутниковый снимок в инфракрасном диапазоне, полученный 9 июня 2012 г. в 14 ч 37 мин ВСВ с ИСЗ «NOOA 16».

Анализ результатов моделирования со схемой параметризации Грелла – Девени показал, что вклад крупномасштабных процессов в формирование интенсивных осадков был незначителен и менялся по территории Пермского края от 2 до 10%. Учитывая малую величину ложных тревог при прогнозе осадков прямым расчетом конвекции, авторы считают возможным определять области интенсивных осадков по данным прямого прогноза без учета конвекции, а в последующем уточнять конкретные значения интенсивных осадков в таких точках путем параметризации, причем для этой цели более всего подходит параметризация Грелла – Девени.

При сравнении снимка ИСЗ «NOOA-16» (рис. 3) с полем осадков, полученным по данным моделирования (рис. 2*в*), видно, что модель в целом правильно воспроизвела мезомасштабные конвективные системы, сформированные на севере Пермского края и южнее Перми, и соответствующие им поля осадков. Однако модель не воспроизвела конвективную систему с соответствующими осадками, развивавшуюся северо-восточнее Перми над Уральскими горами, хотя по данным метеорологических наблюдений и спутниковых снимков, как система, так и осадки фактически отмечались.

5. Заключение

Днем 9 июня 2012 г. на территории Пермского края развивалась существовавшая непродолжительное время облачная конвективная система, которая сопровождалась выпадением ливневых осадков, формированием шквалов и града. Вечером того же дня, по данным стационарной сети метеорологических станций, в большинстве районов Пермского края прошли сильные грозы, в отдельных районах со шквалистым усилением ветра до 22 м/с и градом, диаметр которого достигал 20 мм и более. Выполненная оценка процесса развития конвекции с помощью модели WRF-ARW показала, что последняя адекватно воспроизводит возникновение конвективных систем на территории Пермского края, однако области интенсивных осадков не всегда совпадают с их фактическим распределением. Наилучшие результаты дает схема параметризации конвекции Грелла – Девени. Однако, согласно модельным расчетам с параметризацией Томпсона [19], образование града в пределах рассматриваемого полигона не обнаружено. Дальнейшие исследования необходимо направить на изучение иных способов параметризации микрофизики облаков и усвоения данных наземных наблюдений и радиолокации.

Авторы благодарят руководителя Межрегионального центра космического мониторинга Пермского края при Пермском государственном национальном исследовательском университете С.В. Пьянкова и инженера А.Н. Шихова за предоставление спутниковых снимков территории Пермского края за 9 июня 2012 г.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. (проект 2011–1.2.1–220–010/86).

Литература

1. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по усвоению радиолокационной отражаемости в модели WRF-ARW. *Метеорология и гидрология*. 2012. № 3. С. 5—19.
2. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по численному моделированию интенсивной конвекции. *Метеорология и гидрология*. 2008. № 9. С. 30—44.
3. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д., Павлюков Ю.Б. Краткосрочный прогноз сильных осадков и ветра с помощью разрешающих конвекцию моделей WRF. *Метеорология и гидрология*. 2011. № 1. С. 5—18.
4. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU. *Метеорология и гидрология*. 2010. № 1. С. 5—17.
5. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Система COSMO-RU негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития. *Метеорология и гидрология*. 2010. № 8. С. 5—20.
6. Гончуков Л.В., Ламаш Б.Е. Численный прогноз опасных явлений погоды по северу Приморского края. *Вестник Дальневосточного отделения РАН*. 2010. № 6. С. 17—23.
7. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Совместное использование данных радиолокационных и станционных наблюдений для анализа облачных полей. *Метеорология и гидрология*. 2002. № 8. С. 53—60.
8. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности. *Метеорология и гидрология*. 2003. № 7. С. 31—39.
9. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Исследование радиолокационных характеристик для распознавания опасных явлений погоды, связанных с кучево-дождевой облачностью. *Метеорология и гидрология*. 2005. № 1. С. 84—95.
10. Калинин Н.А., Смирнова А.А. Определение водности и водозапаса кучево-дождевой облачности по информации метеорологического радиолокатора. *Метеорология и гидрология*. 2011. № 2. С. 30—43.
11. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А. Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской области. *Вестник Томского государственного университета*. 2012. № 358. С. 219—224.
12. Лхамжавын Ж., Маналжавын Ц., Аргучинцев В.К. Исследование конвекции с использованием численной модели Кайна-Фритша. *Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле*. 2012. Т. 5. № 1. С. 186—194.
13. Песков Б.Е., Дмитриева Т.Г. Уточнение мезомасштабного численного прогноза сильных ливней. *Метеорология и гидрология*. 2010. № 9. С. 5—16.
14. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. РД 52.88.699-2008. М. 2008. 34 с.
15. Aligo E.A. and Gallus W. A. On the impact of WRF model vertical grid resolution on Midwest summer rainfall forecasts. *Wea. Forecasting*. 2009. Vol. 24. No. 2. P. 575—594.
16. Gallus W.A. and Pfeifer M. Intercomparison of simulations using 5WRF microphysical schemes with dual-Polarization data for a German squall line. *Adv. Geosci.* 2008. Vol. 16. PP. 109—116.
17. Jankov I., Bao Jian-Wen, Neiman P.J. et al. White. Evaluation and Comparison of Microphysical Algorithms in ARW-WRF Model Simulations of Atmospheric River Events

Affecting the California Coast. *J. Hydrometeor.* 2009. Vol. 10. PP. 847—870.

18. Litta A.J., Mohanty U.C., Das S. and Mary Indicula S. Numerical simulation of severe local storms over east India using WRF-NMM mesoscale model. *Atmospheric Research*. 2012. Vol. 116. PP. 161—184.

19. Thompson G. et al. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parametrization. *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 136. No. 12. PP. 5095—5115.

3.8. Моделирование процессов снегонакопления и снеготаяния на водосборе Воткинского водохранилища с использованием модели WRF-ARW*

Введение

Для большинства рек России весеннее половодье является важнейшей фазой гидрологического режима. Сток весеннего половодья составляет 60—70%, а в отдельных районах и до 90% объема годового стока. С прохождением весеннего половодья связаны неблагоприятные и опасные гидрологические явления, заблаговременность и достоверность прогноза которых во многих случаях остается недостаточной.

При решении задачи повышения качества прогнозов весеннего стока, одним из актуальных направлений является совершенствование методов расчета запасов воды в снежном покрове и интенсивности снеготаяния в условиях сложного рельефа и редкой наблюдательной сети, которое может быть достигнуто различными способами. Как показано в работах [19, 20], большое значение имеет учет мезомасштабных неоднородностей поля снеготаяния, обусловленных влиянием рельефа и растительного покрова. Использование цифровых моделей рельефа и карт типов растительного покрова позволяет решить эту задачу на качественно новом уровне [21].

Представляет интерес также возможность расчета интегральных снеготаяний на основе выходных данных мезомасштабных численных моделей прогноза погоды. Важным их преимуществом, которое может быть использовано для решения этой задачи, является высокая надежность и пространственная детализация краткосрочного прогноза осадков в холодный период года (с разделением их на жидкую и твердую фазы).

За рубежом мезомасштабные модели прогноза погоды часто используют в комплексе с гидрологическими моделями для прогнозирования талого стока горных рек [31]. В России опыт их применения при расчетах снеготаяния и снеготаяния пока незначителен. Выполнялись, в частности, расчеты притока воды к Москворецким водохранилищам на основе модели формирования стока ECOMAG, в качестве исходных метеорологических данных для которой использовались прогнозы, составленные с помощью ме-

* См. *Метеорология и гидрология*. 2015. № 11 (совместно с А.Н. Шиховым и Е.М. Связовым).

зомасштабной модели WRF (Weather Research and Forecasting) с динамическим ядром ARW (WRF-ARW) [1]. Данная модель успешно используется как в России [2—4, 6, 7, 9, 15, 16], так и за рубежом [22, 24, 26, 29].

В настоящей статье представлены результаты экспериментов по моделированию процессов снегонакопления и снеготаяния на водосборе Воткинского водохранилища ($S = 184$ тыс. км²) с использованием выходных данных мезомасштабной модели WRF-ARW по материалам 2012—2014 гг.

Опыт применения модели WRF-ARW для прогноза осадков холодного периода на территории Пермского края показывает, что в большинстве случаев модель успешно воспроизводит пространственное положение зон осадков и их интенсивность [8, 18]. Учитывая низкую плотность существующей наблюдательной сети и значительные погрешности, возникающие при интерполяции данных снегомерных наблюдений (особенно в горной части), использование выходных данных модели WRF-ARW для расчета характеристик снежного покрова на данной территории представляет несомненный интерес.

Исходные данные и методы исследования

Как было установлено ранее [18], модель WRF-ARW в вышеуказанной конфигурации неудовлетворительно воспроизводит запас воды в снежном покрове на исследуемой территории, если в качестве начальных условий используются данные глобальной модели GFS NCEP. На материалах 2012—2013 и 2013—2014 гг. выявлено систематическое занижение модельного запаса воды в снеге в 2,5—5 раз в сравнении с данными снегомерных съемок. В то же время достоверность прогноза осадков холодного периода по модели в среднем достаточно высокая. Поэтому существует возможность вычисления интегральных снеготазов на основе модельных сумм осадков холодного периода. При этом необходимо учитывать процессы таяния снега при оттепелях и перехват осадков лесной растительностью (с их последующим испарением). Для расчета пространственного распределения снеготазов с высоким пространственным разрешением (3000 м) была использована методика, основанная на комплексировании фактической и прогностической информации. Реализация этой методики предполагает использование следующих входных данных:

- прогностические поля твердых и жидких осадков, скорости ветра на высоте 10 м, температуры и влажности воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, полученные по модели WRF с исходным пространственным разрешением 10 км;
- срочные данные наблюдений на сети метеостанций (приземная температура и влажность воздуха, общая и нижняя облачность, суточные суммы осадков);
- данные о подстилающей поверхности: цифровая модель рельефа водосбора, полученная на основе глобальной матрицы высот GMTED2010, и ак-

туальная карта типов растительности и землепользования, созданная на основе разносезонных снимков Terra/Aqua MODIS. Более подробное описание этой карты приведено в работе [17];

– для валидации результатов расчета снегозапасов привлекались данные снегомерных съемок на сети метеостанций, а для оценки адекватности расчета площади заснеженности в период весеннего снеготаяния использовались спутниковые данные Terra MODIS.

Прогнозы по модели WRF составлялись с использованием динамического ядра ARW на срок 48 ч от 0 ч текущих суток по ВСВ. Модель запускалась с шагом, равным 10 км по пространству и 60 с по времени с выдачей данных через каждые 3 ч. При дальнейших расчетах использовались данные на срок 15—39 ч от начала прогноза, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения выпавших осадков на метеостанциях. Учитывался также тот факт, что в первые часы после запуска модели точность прогноза несколько ниже, чем в последующие сроки [4, 7].

При моделировании использовались следующие параметризации физических процессов:

- микрофизика облачности — схема Томпсона;
- потоки длинноволновой радиации — схема RRTM (Rapid Radiative Transfer Model);
- потоки коротковолновой радиации — схема Дудья;
- приземный слой — схема Мони́на-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия;
- подстилающая поверхность и почва — схема NOAH;
- пограничный слой — схема университета Енсей;
- параметризация кучевой облачности — схема Каина—Фритша.

Все дальнейшие расчеты на основе фактических и модельных данных выполнялись средствами ГИС-технологий (использовались инструменты «растровой алгебры» в геоинформационной системе ArcGis 10.1). Расчеты снегозапасов выполнялись с суточным шагом.

Запас воды в снежном покрове в период снегонакопления рассчитывался путем суммирования осадков холодного периода с учетом их фазы, таяния снега при оттепелях и перехвата осадков лесной растительностью. В весенний период расчеты интенсивности снеготаяния выполнялись по известному методу П.П. Кузьмина, основанному на решении уравнения теплового баланса снежного покрова в предположении, что температура таящего снега равна 0°C [12, 27]. Для реализации этого подхода требовалось восстановление входных полей метеовеличин (суммарной радиации, альбедо снежного покрова, общей и нижней облачности, температуры и влажности воздуха, скорости ветра) за каждый день периода снеготаяния. При этом было произведено комплексирование фактических данных наблюдений (приземная температура и влажность воздуха, общая и нижняя облачность), прогностических полей метеовеличин и объективного анализа, полученных по моделям GFS/NCEP и WRF, и данных о подстилающей поверхности (цифровая модель

рельефа, карта типов лесной растительности).

Для построения полей пространственного распределения приземной температуры и влажности воздуха использовались данные наземных метеорологических станций, данные объективного анализа GFS/NCEP с шагом по пространству $0,5^\circ$, а также цифровая модель рельефа. Прогностические поля применялись для восстановления значений температуры и относительной влажности воздуха у поверхности земли с учетом вертикальных градиентов температуры воздуха и температуры точки росы в пограничном слое атмосферы. Таким образом, учитывается зависимость пространственного распределения температуры и влажности воздуха от орографии местности.

Поле скорости ветра восстанавливалось по данным модели WRF, с учетом преобладающего типа растительного покрова. Чтобы учесть снижение скорости ветра в лесу, использовались коэффициенты, рекомендованные в работе [11]: для темнохвойного леса 0,15; для смешанного леса 0,2; для мелколиственного леса 0,25.

Суточные суммы приходящей солнечной радиации в период снеготаяния определялись по данным о широте местности и цифровой модели рельефа по алгоритму, реализованному в геоинформационной системе SAGA (подробное описание алгоритма приведено в работе [28]). Влияние общей и нижней облачности, а также лесной растительности учитывалось с помощью коэффициентов, предложенных в работе П.П. Кузьмина [12]. Общая и нижняя облачность интерполировалась по данным сети метеостанций.

Альbedo снежного покрова вычислялось по эмпирической зависимости от даты последнего снегопада, предложенной авторами гидрологической модели DHVSM [30].

Расчет запасов воды в снежном покрове в период снегонакопления

При выполнении расчета выделялись периоды устойчивого и неустойчивого снегонакопления. В период устойчивого снегонакопления снеготаянием при оттепелях можно пренебречь (поскольку оттепели носили слабый и кратковременный характер). В период неустойчивого снегонакопления на равнинной части исследуемого водосбора наблюдалось неоднократное установление и сход снежного покрова, а в горных районах — устойчивый рост снеготеплозапасов.

В 2012 г. период неустойчивого снегонакопления продолжался с 21 октября по 25 ноября, в 2013 г. — с 13 октября по 30 ноября. Период устойчивого снегонакопления в обоих случаях по продолжительности был близок к календарной зиме.

В использованном нами варианте данного алгоритма интенсивность снеготаяния при осенних оттепелях рассчитывалась в зависимости от среднесуточной температуры воздуха, с использованием температурных коэффициентов стаивания ($мм/1^\circ C$), и без учета радиационной составляющей снеготаяния. Коэффициенты стаивания принимались различными для разных типов

подстилающей поверхности (от 1,5 мм/1°С для темнохвойных лесов до 4,5 мм/1°С для безлесных территорий).

Наибольшую сложность при расчете снегонакопления представляет учет перехвата осадков кронами деревьев и их последующего испарения. На основе обобщения материалов полевых наблюдений [12, 19, 20] известно, что вследствие перехвата осадков кронами деревьев снегозапасы в хвойных лесах оказываются существенно меньше, чем на безлесных участках. В то же время, в мелколиственных лесах запас воды в снеге практически равен количеству выпавших осадков, за вычетом таяния при оттепелях. Как в России, так и за рубежом разработаны физически обоснованные модели процесса снегонакопления в лесу, позволяющие учесть процесс перехвата осадков растительностью и их последующее испарение [13, 23]. Однако для определения параметров моделей требуется достаточно детальная информация о породном составе, полноте, возрасте и ярусности насаждения. В связи с этим, физически обоснованные модели снегонакопления в лесу применяются только для небольших хорошо изученных бассейнов. При необходимости расчета снегозапасов на крупных водосборах чаще принимаются усредненные соотношения между снегозапасами в различных типах леса, определенные по многолетним данным полевых наблюдений.

В данном исследовании использовались соотношения между снегозапасами в различных типах леса, рекомендованные в работах [12, 30]. Для темнохвойных лесов доля перехвата твердых осадков кронами деревьев (с их последующим испарением) принималась равной 25% от количества выпавших осадков, для сосновых лесов 15%, для смешанных — 10%. В мелколиственных лесах перехват осадков кронами деревьев принимался равным нулю.

Результаты расчета максимального запаса воды в снежном покрове за холодный период 2012—2013 и 2013—2014 гг. приведены на рис. 1. Рассматриваемые сезоны характеризовались преобладанием различных типов атмосферной циркуляции. В 2013—2014 гг. в ноябре—декабре преобладала зональная циркуляция, а в 2012—2013 гг. таких продолжительных периодов зонального переноса не было. Вследствие этого суммы осадков (особенно в горных районах) за данные периоды существенно отличались, а именно, в 2013—2014 гг. снегозапасы оказались значительно больше, чем в 2012—2013 гг. Такое разнообразие явилось важным обстоятельством для проверки возможности модели WRF-ARW при расчетах снегонакопления на исследуемой территории.

Значительная пространственная неоднородность в поле снегозапасов, показанная на рис. 1, обусловлена главным образом распределением выпадающих осадков в холодный период (в частности, орографическим увеличением количества осадков на западных склонах Урала), и различной продолжительностью периода снегонакопления на разных высотах. Влияние мезомасштабных неоднородностей, обусловленных влиянием разных типов лесной растительности, оказывается менее существенным.

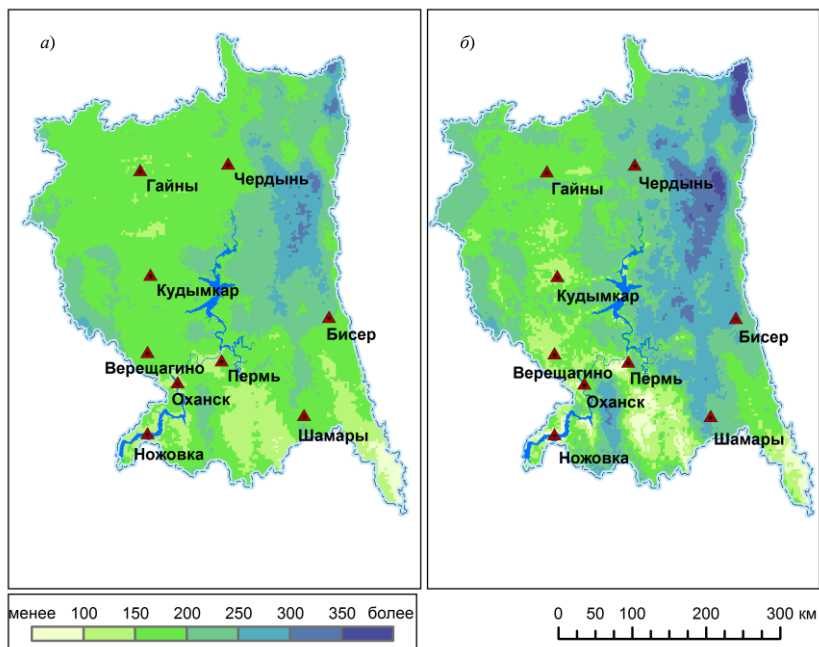


Рис. 1. Результаты расчета запасов воды в снежном покрове (в мм слоя) на водосборе Воткинского водохранилища 31.03.2013 г. (а) и 31.03.2014 г. (б).

Расчет запасов воды в снежном покрове в период весеннего снеготаяния

Поскольку в весенний период существенно возрастает (в сравнении с осенними оттепелями) значимость радиационных факторов снеготаяния, блок расчета весеннего снеготаяния был реализован на основе известного метода П.П. Кузьмина в предположении, что температура поверхности тающего снега равна 0°C [12]. Данный метод позволяет выделить радиационную и адвективную составляющие снеготаяния, а также учесть испарение со снежного покрова.

Использовался алгоритм расчета пространственного распределения интенсивности снеготаяния по предложенной П.П. Кузьминым упрощенной схеме. Это позволило определить составляющие теплового баланса снежного покрова на основе данных стандартных сетевых метеонаблюдений и расчетных сумм приходящей солнечной радиации. Аналогичный подход к моделированию процесса снеготаяния на водосборах крупных рек описан в работе [27] Все вычисления выполнялись средствами геоинформационной системы ArcGis.

Выходными данными модели являются площадь заснеженности, запас воды в снеге и поступление талых вод на водосборы, которые рассчитывались с

суточным шагом. Площадь заснеженности определялась по методу А.Г. Ковзеля [10] с использованием типовых кривых распределения снеготолщин, параметры которых для лесных и нелесных участков на исследуемой территории были заимствованы из работы [14]. Водоотдача снежного покрова также рассчитывалась по методу А.Г. Ковзеля. Поступление талых вод на водосбор складывается из водоотдачи снежного покрова и выпадающих на водосбор твердых и жидких осадков. При моделировании учитывалось также неоднократное формирование и таяние временного снежного покрова в весенний период (что особенно характерно для горной части водосбора).

Для автоматизации вычислений разработан программный модуль (расширение AddIn ArcGis 10.1) на языке C++.

Результаты и их обсуждение

Оценка достоверности расчета сумм осадков по модели WRF-ARW

Достоверность определения величин зимних осадков по модели WRF-ARW оценивалась путем сопоставления фактических и расчетных месячных сумм осадков в период снегонакопления в 2012—2013 и 2013—2014 гг. по 34 метеостанциям. Было выполнено сравнение сумм осадков на метеостанциях и в модельных ячейках, соответствующих положению метеостанций, и определена среднеквадратичная ошибка $RMSE$ по формуле:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{\phi} - Q_n)^2},$$

где N — число метеостанций, по которым выполнялось сопоставление (в данном случае 34); Q_{ϕ} — месячная сумма осадков по данным метеостанций, мм; Q_n — месячная сумма осадков по модельным данным, мм.

Кроме $RMSE$ вычислялись следующие показатели достоверности расчета накопленных осадков: отношение среднеквадратичной ошибки к фактической сумме осадков, число станций, на которых расчетная сумма осадков оказалась больше (меньше) фактической и средняя величина завышения (занижения) расчетной суммы осадков в сравнении с фактическими данными. Результаты проведенного сопоставления, а также фактические и рассчитанные по модели WRF суммы осадков по месяцам холодного периода 2012—2013 (числитель) и 2013—2014 гг. (знаменатель), представлены в табл. 1. Из приведенных данных следует, что в большинстве случаев модель WRF-ARW завышает количество осадков. Значительное систематическое завышение имело место в феврале, марте, апреле 2013 г. и в марте, апреле 2014 г. Только в феврале 2014 г. в среднем по 34 метеостанциям расчетная сумма осадков оказалась ниже фактической. Расхождения между фактическими и расчетными суммами осадков за месяц в большинстве случаев составляют 18—25%. Такие расхождения мы считаем приемлемыми, поскольку они близки к

возможным погрешностям измерения твердых осадков на метеостанциях. В пяти случаях (февраль, март, апрель 2013 г., март, апрель 2014 г.) среднеквадратичная ошибка расчета составляет 42—60% от среднего количества выпавших осадков. В этих случаях наблюдается выраженное систематическое завышение сумм осадков по модели.

Таблица 1

Оценка достоверности расчетных сумм зимних осадков по модели WRF-ARW (2012—2013/2013—2014 гг.)

Критерии оценки достоверности расчета накопленных осадков	Месяц					
	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель
Фактическая сумма осадков (среднее значение по данным 34 метеостанций)	61,8/65,0	29,5/59,5	33,8/39,6	15,1/34,7	50,5/44,9	40,3/39,9
Расчетная сумма осадков (результат счета модели WRF-ARW как среднее значение по данным 34 метеостанций)	65,0/64,7	32,6/62,5	33,9/44,0	21,9/32,2	66,6/67,2	55,4/56,8
Среднеквадратичная ошибка расчетной суммы осадков, мм	12,1/15,4	6,9/11,6	6,2/9,1	8,6/8,7	21,1/27,0	20,1/22,0
Отношение среднеквадратичной ошибки к фактической сумме осадков, %	20/23	23/20	18/23	57/25	42/60	50/55
Число метеостанций, на которых расчетная сумма осадков оказалась ниже фактической	9/13	10/13	16/8	4/21	4/3	5/4
Среднее занижение расчетной суммы осадков на этих станциях, мм	12,8/16,1	3,0/8,3	5,4/6,0	4,0/7,0	7,4/25,5	3,7/8,4
Число метеостанций, на которых расчетная сумма осадков превысила фактическую	25/21	24/21	18/26	30/13	30/31	29,30
Среднее завышение расчетной суммы осадков на этих станциях, мм	9,0/9,4	5,6/10,0	5,0/7,6	8,2/4,9	19,2/10,0	18,3/20,6

Оценка достоверности результатов расчета запасов воды в снежном покрове

Валидация результатов расчета запасов воды в снежном покрове на водосборе Воткинского водохранилища выполнена по данным маршрутных снегомерных съемок на 24 метеостанциях. Для сравнения с данными снегомерных съемок были извлечены значения расчетного снегозапаса из ячеек регулярной сетки, пространственное положение которых соответствует положению снегомерных маршрутов.

В табл. 2. приведены значения средних запасов воды в снежном покрове по данным наблюдений на 24 метеостанциях и среднеквадратичные ошибки расчета снегозапасов. На рис. 2 в качестве примера показана сезонная динамика фактического и расчетного снегозаписа по отдельным маршрутам в зимний период 2013—2014 гг. В табл. 2, в отличие от табл. 1, не приведены данные за ноябрь, поскольку снегосъёмки в ноябре проводились лишь на отдельных станциях.

Таблица 2

Средние запасы воды в снежном покрове по данным наблюдений (числитель) и среднеквадратичные ошибки расчета снегозапасов (знаменатель), мм

Тип снегомерного маршрута	Месяц				
	декабрь	январь	февраль	март	апрель
2012—2013 гг.					
лес	45,1/17,9	90,8/22,8	108,5/21,4	142,9/27,0	126,4/47,6
поле	42,3/11,6	78,6/15,6	99,2/15,9	127,2/23,4	99,1/33,9
2013—2014 гг.					
лес	71,9/14,7	123,6/15,7	157,8/20,9	180,5/33,6	152,9/47,0
поле	66,9/8,6	116,4/13,3	151,9/20,6	164,3/27,7	132,8/33,4

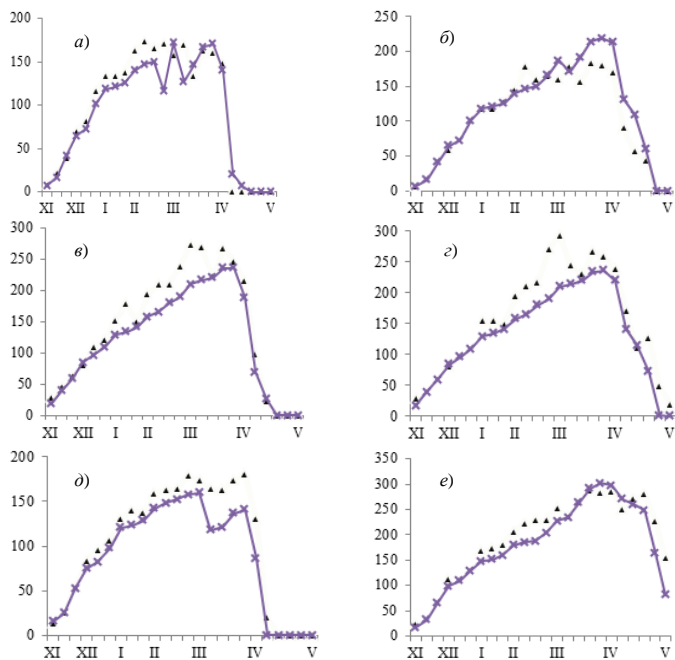


Рис. 2. Сезонная динамика фактического (точки) и расчетного (кривые) запаса воды в снежном покрове в 2013—2014 гг.: а) Пермь (поле); б) Пермь (лес); в) Чердынь (поле); г) Чердынь (лес); д) Кудымкар (поле); е) Бисер (лес).

Из табл. 2 и рис. 2 следует, что абсолютная ошибка расчета снегозапасов в течение периода снегонакопления возрастает. Однако к концу февраля как в 2013, так и в 2014 гг. среднеквадратичная ошибка расчета не превышала 20% от фактически наблюдавшегося снегозапаса на снегомерных маршрутах. Такую величину ошибок можно считать удовлетворительной. В период весеннего снеготаяния ошибки расчета снегозапасов резко возрастают, что обусловлено, в частности, снижением надежности данных снегомерных съемок в весенний период.

В отдельных случаях расхождения фактического и расчетного снегозапаса на исследуемой территории имели систематический характер. Так, зимой 2012—2013 гг. в период с декабря по февраль по большинству снегомерных маршрутов отмечалось занижение расчетного запаса воды в снеге в среднем на 10—12 мм относительно фактических данных. А во второй половине марта 2013 г. на большинстве маршрутов наблюдалось уже превышение расчетного снегозапаса над фактическим (на некоторых на 30 мм и более), что объясняется сильным завышением суммы осадков по модели WRF-ARW в этот период.

В феврале—марте 2014 г. отмечалось систематическое занижение снегозапаса на севере исследуемой территории на 15—25%, что было вызвано существенным занижением сумм осадков по модели WRF-ARW, отмечавшимся в феврале 2014 г. Наибольшие расхождения между данными снегомерных съемок и расчетным снегозапасом характерны для метеостанций Вая и Губаха, снегомерные маршруты которых проложены в глубоких долинах рек и нерепрезентативны для прилегающей территории.

Оценка достоверности расчета площади заснеженности в период снеготаяния

В период весеннего снеготаяния репрезентативность и надежность данных снегомерных съемок снижается, а частота их получения становится недостаточной. Поэтому для валидации результатов моделирования в этот период используется спутниковая информация о заснеженности территории. Нами были получены данные о площади заснеженности исследуемого водосбора в период снеготаяния в 2013 и 2014 гг. на основе снимков Terra/Aqua MODIS. Исходные снимки были получены с web-ресурсов NASA. Заснеженность определялась по величине «нормализованного дифференциального снежного индекса» NDSI, с пространственным разрешением 1 км. NDSI определяется на основе комбинации каналов 1,6 мкм (в котором снег имеет сравнительно низкую отражательную способность) и видимого диапазона, что позволяет в подавляющем большинстве случаев эффективно отличать снег от прочих объектов на снимке, в том числе и от облачности. Пороговое значение NDSI принималось равным 0,35 [25]. Все пиксели, имеющие значение NDSI больше порогового, рассматривались как заснеженные. Далее была сопоставлена фактическая и расчетная площадь снежного покрова на участ-

ках, не закрытых облачностью за отдельные (малооблачные и безоблачные) дни в период снеготаяния. При этом данные MODIS приводились к пространственному разрешению модели снеготаяния, равному 3000 м. Полученные результаты за 2013—2014 гг. приведены на рис. 3.

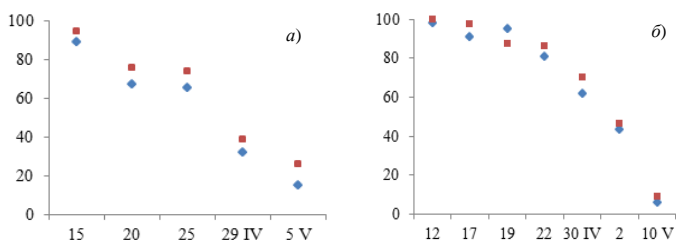


Рис. 3. Сопоставление определенной по спутниковым данным MODIS (синий символ) и расчетной (красный символ) заснеженности водосбора: а) 2013 г., б) 2014 г.

В большинстве случаев расхождение фактической и расчетной заснеженности не превышает 10%, причем расчетная заснеженность оказывается несколько выше фактической. Это объясняется влиянием темновойных лесов, в пределах которых оценка заснеженности по спутниковым данным Terra/Aqua MODIS сопровождается большими ошибками [5]. Такие леса занимают около 10% площади водосбора. Таким образом, достоверность результатов расчета площади заснеженности в период снеготаяния можно считать удовлетворительной.

Выводы

На материалах 2012—2014 гг. установлено, что использование прогностических полей осадков, полученных с помощью мезомасштабной модели атмосферы WRF-ARW в качестве входных данных для моделирования процессов формирования и таяния снежного покрова на исследуемой территории в целом является оправданным. Предложенная методика расчета с использованием цифровой модели рельефа и карты типизации растительности позволяет восстановить пространственное распределение снегозапасов с высоким пространственным разрешением, объективно учитывая влияние ландшафтных условий снегонакопления. Среднеквадратичная ошибка результатов расчета к концу зимнего сезона, когда достигаются максимальные значения влагозапасов снега, составляет 15—20% от фактически наблюдаемого снегозапаса. В период весеннего снеготаяния точность расчета снегозапасов существенно снижается, но в то же время сопоставление фактической и расчетной заснеженности территории указывает на высокую достоверность результатов моделирования.

По мнению авторов, основными источниками ошибок при расчете снегозапасов являются систематическое завышение сумм осадков по модели WRF-

ARW в весенний период и сложность учета перехвата твердых осадков кронами деревьев и их последующего испарения (в результате чего снижается достоверность расчета снеготаяния в лесу). Перспективы повышения точности расчета снеготаяния связаны с уменьшением имеющихся ошибок.

Работа выполнена в рамках государственного задания на научные исследования (проект № 271), а также при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00317 а, 14-05-31220 мол-а).

Литература

1. Антохина Е.Н. Водный режим рек Европейской территории России и его изучение на основе модели формирования стока. Диссертация канд. геогр. наук. М. МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012. 219 с.
2. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по численному моделированию интенсивной конвекции. Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 30—44.
3. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по усвоению радиолокационной отражаемости в модели WRF-ARW. Метеорология и гидрология. 2012. № 3. С. 5—19.
4. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д., Павлюков Ю.Б. Краткосрочный прогноз сильных осадков и ветра с помощью разрешающих конвекцию моделей WRF. Метеорология и гидрология. 2011. № 1. С. 5—18.
5. «Внедрить автоматизированные технологии расчета притока воды в водохранилища Сибирских ГЭС на основе наземной и спутниковой информации среднего разрешения. Разработать методики прогноза максимальных уровней воды на заторопленных участках рек Сибири». Отчет о НИР Росгидромета. Отв. исполнитель Д.А. Бураков. Красноярск, 2007. 138 с.
6. Гончуков Л.В., Ламаш Б.Е. Численный прогноз опасных явлений погоды по северу Приморского края. Вестник Дальневосточ. отделения РАН. 2010. № 6. С. 17—23.
7. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Связов Е.М., Попова Е.В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF. Метеорология и гидрология. 2013. № 9. С. 21—30.
8. Калинин Н.А., Попова Е.В. Численный прогноз опасных и неблагоприятных снегопадов в Пермском крае 15—16 марта 2013 г. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 6. С. 7—16.
9. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А. Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской области. Вестник Томского государственного университета. 2012. № 358. С. 219—224.
10. Ковзель А.Г. Опыт проектирования гидрографа весеннего стока для малого водосбора. Труды ГГИ. 1951. Вып. 31 (85). С. 54—74.
11. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 199 с.
12. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат. 1961. 346 с.
13. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу. Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 85—95.
14. Лебедева Н. Д. Методика краткосрочного прогноза гидрографа притока воды к водохранилищу Камской ГЭС. Труды ЦИП. 1963. Вып. 130. С. 87—125.
15. Лхамжавын Ж., Маналжавын Ц., Аргучинцев В.К. Исследование конвекции с

использованием численной модели Кайна-Фритша. Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2012. Т. 5. № 1. С. 186—194.

16. Песков Б.Е., Дмитриева Т.Г. Уточнение мезомасштабного численного прогноза сильных ливней. Метеорология и гидрология. 2010. № 9. С. 5—16.

17. Шихов А. Н. Комплексный мониторинг и оценка геоэкологических последствий опасных гидрометеорологических явлений на территории Уральского Прикамья. Диссертация канд. геогр. наук. Пермь. 2014. 216 с.

18. Шихов А.Н., Связзов Е.М. Прогнозирование динамики процесса снеготаяния на Западном Урале с применением мезомасштабной модели WRF-ARW. Современные проблемы науки и образования, 2013, № 4; URL: www.science-education.ru/110-9962 (дата обращения: 30.08.2013).

19. Шутов В.А. Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах лесной зоны. Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 85—94.

20. Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снеготаяния в бассейне р. Белой. Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105—114.

21. Яковченко С. Г. Создание геоинформационных систем в инженерной гидрологии. Диссертация доктора техн. наук. Барнаул. 2007. 406 с.

22. Aligo E.A. and Gallus W. A. On the impact of WRF model vertical grid resolution on Midwest summer rainfall forecasts. Wea. Forecasting. 2009. Vol. 24. No. 2. PP. 575—594.

23. Ellis C., Pomeroy J., Brown T. and MacDonald J. Simulation of snow accumulation and melt in needleleaf forest environments. Hydrology and Earth Systems sciences. 2010. Vol. 14. PP. 1897—1906.

24. Gallus W.A. and Pfeifer M. Intercomparison of simulations using 5WRF microphysical schemes with dual-Polarization data for a German squall lineAdv. Geosci. 2008. Vol. 16. PP. 109—116.

25. Hall D. K., Riggs G., Salomonson V. et al. MODIS snow cover products. Remote Sens. Environ. 2002. No. 83 PP. 181—194.

26. Jankov I., Bao Jian-Wen, Neiman P.J. et al. White. Evaluation and Comparison of Microphysical Algorithms in ARW-WRF Model Simulations of Atmospheric River Events Affecting the California Coast. J. Hydrometeor. 2009. Vol. 10. PP. 847—870.

27. Kuchment L.S., Romanov P.Ju., Gelfan A.N. and Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. Hydrology and Earth system science. 2010. Vol. 14. PP. 339—350.

28. Wilson J.P., Gallant J.C. (Eds.). Terrain analysis – principles and applications. New York, John Wiley & Sons. 2000. 520 p.

29. Litta A.J., Mohanty U.C., Das S. and Mary Indicula S. Numerical simulation of severe local storms over east India using WRF-NMM mesoscale model. Atmospheric Research. 2012. Vol. 116. PP. 161—184.

30. Wigmosta M.S., Nijssen B. and Storck P. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model. Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications. 2002. PP. 7—42.

31. Zhao Q., Liu Z., Ye1 B., Qin Y., Wei Z. and Fang S. A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. Hydrology and Earth Systems sciences. 2009. Vol. 13. PP. 925—940.

3.9. Численный прогноз опасных и неблагоприятных снегопадов в Пермском крае 15—16 марта 2013 года*

Введение

Изучение условий формирования неблагоприятных и опасных явлений имеет важное практическое значение для всех отраслей экономики. В холодный период года к неблагоприятным и опасным явлениям погоды относятся сильные и очень сильные снегопады с количеством осадков более 6 и 20 мм, выпавших за 12 ч. Предупреждение которых с высокой точностью и заблаговременностью остается одной из сложнейших и актуальнейших задач. В оперативной работе отдела метеорологических прогнозов Пермского ЦГМС — филиала ФГБУ «Уральское УГМС» для прогноза осадков используются результаты расчета глобальных моделей от прогностических центров Москвы, Вашингтона, Брекнелла, Рединга. Данные в коде GRIB поступают в разрешении 2,5°, что не позволяет использовать их для прогнозирования погодных условий в малых масштабах. Несмотря на достижения в физическом понимании процессов, происходящих в атмосфере, рост производительности вычислительных систем, улучшение скорости сбора и качества наблюдений, отмечающиеся в последнее десятилетие, до сих пор основным методом прогноза осадков остается синоптический.

Основная цель данного исследования состоит в том, чтобы получить начальную информацию о качестве краткосрочных прогнозов сильных и очень сильных снегопадов с помощью модели WRF для территории Пермского края с последующим применением данных счета модели в оперативной практике синоптиков.

Эволюция барического образования

Циклон, принесший обильные снегопады в Пермский край, сформировался над Северной Италией в 0 ч Всемирного согласованного времени (ВСВ) 13 марта 2013 г. Его центр на приземной карте погоды был очерчен одной замкнутой изобарой диаметром около 850 км и прослеживался только до поверхности 925 гПа. Минимальное давление в центре составило 996,6 гПа. Приземный центр находился на антициклональной стороне высотной фронтальной зоны в передней части высотной ложбины, ось которой проходила через мыс Канин Нос — Париж — Мадрид. Затем ось ложбины сместилась с северо-запада на юго-восток со скоростью 6 м/с и на синоптической карте AT_{500} в 0 ч ВСВ 16 марта проходила по линии Архангельск — Санкт-Петербург — Варшава. В это же время началась перестройка зонального процесса на меридиональный.

* См. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 32 (совместно с Е.В. Поповой).

В первые сутки циклон перемещался с северо-запада на юго-восток согласно ведущему потоку, скорость которого на изобарической поверхности 500 гПа составила около 15—20 м/с (рис.1). В последующие сутки за счет интенсивного циклогенеза (величина динамического падения давления над приземным центром составила 22 дам/24 ч) направление ведущего потока изменилось на западное, а в дальнейшем на юго-западное. В свою очередь,

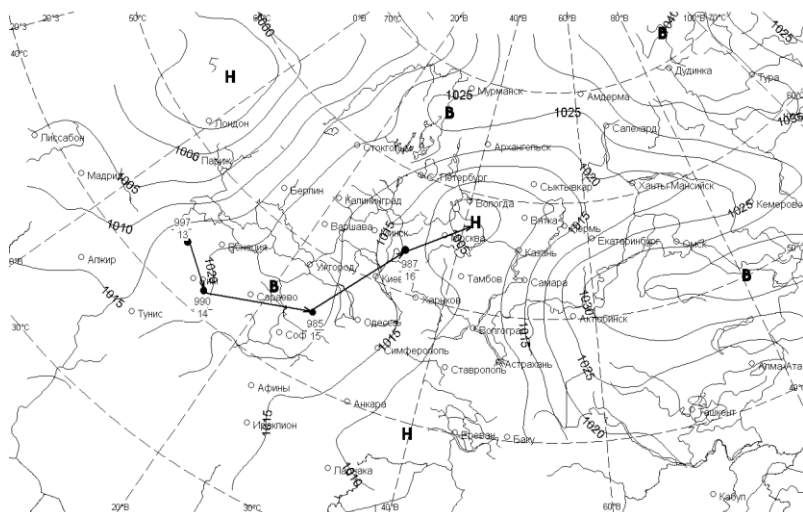


Рис. 1. Схема барического поля у земли 17 марта 2013 г.

скорость ветра в средней тропосфере увеличилась до 35—40 м/с. Циклон, являясь средним барическим образованием, достиг стадии максимального развития к 18 ч ВСУ 15 марта в районе Гомеля. Минимальное давление в центре составило 980,7 гПа. Медленно смещаясь, к 9 ч ВСУ 16 марта циклон достиг Москвы, заполняясь в течение суток 17 марта над Кировской областью. Однако связанная с ним мощная облачная система прослеживалась по космическим снимкам и в Ханты-Мансийском автономном округе.

Синоптическая ситуация 15—16 марта

Перемещение средиземноморского циклона над Восточной Европой и Европейской территорией России сопровождалось выносом значительных запасов теплого и влажного воздуха, выпадением как твердых, так и жидких осадков. С данным барическим образованием была связана система полярного фронта, представленного северной и южной ветвями, теплые участки которых разделены расстоянием в 350 км (рис.2).

Днем 15 марта в Пермском крае, под влиянием вытягивающейся ложбины

с теплым участком северной ветви полярного фронта, по северу прошли умеренные и сильные снегопады до 9 мм. В течение суток 16 марта теплый участок северной ветви полярного фронта был ориентирован с юго-запада на северо-восток в районе городов Смоленск — Вологда — Ныроб. Температурный контраст в зоне фронта над северными районами Пермского края составлял 5,5—6,5°C/100 км. При этом контраст температуры на карте OT_{1000}^{500} достиг 18°C/1000 км. Значения барической тенденции перед теплым фронтом достигали $-5,4 \text{ гПа}/12 \text{ ч}$. Прошли умеренные и сильные осадки, которые днем при максимальной температуре воздуха 0...+2°C продолжили выпадать в виде снега. За полусуточные интервалы выпало от 6 до 26 мм, а прирост высоты снежного покрова составил от 3 до 17 см.

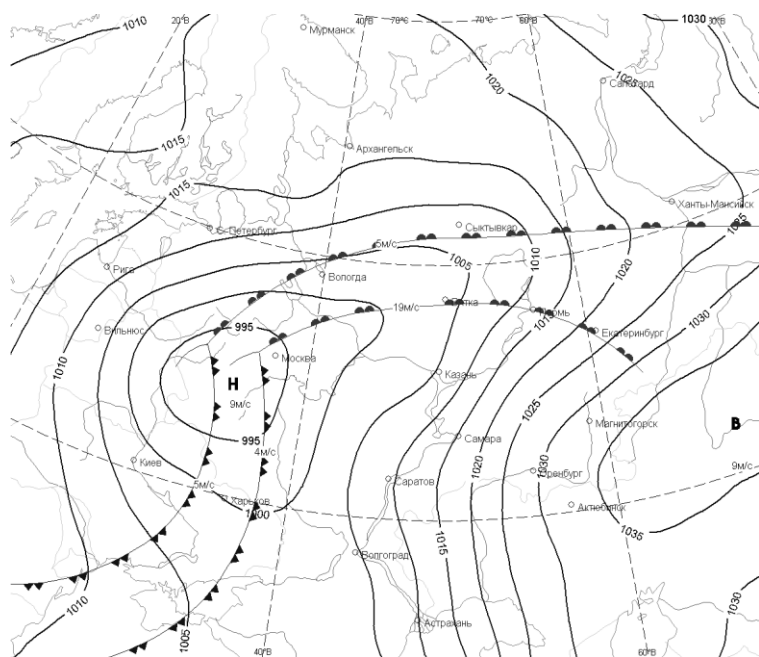


Рис. 2. Кольцевая карта погоды 9 ч ВСВ 16 марта 2013 г.

Снегопад, прошедший днем 16 марта в Нырое, достиг критерия опасного явления. Количество выпавших осадков составило 118% месячной нормы. Снегопад такой интенсивности на метеорологической станции зафиксирован впервые за последние 43 года наблюдений. В южных и центральных районах под влиянием теплого участка южной ветви полярного фронта наблюдались небольшие и умеренные осадки в виде снега, днем переходящие в дождь (максимальная температура воздуха составила +1...+6°C), слабые гололедные явления и усиление ветра до 17 м/с.

Описание применяемой модели

Глобальные модели атмосферы даже при высоком пространственно-временном разрешении в настоящий момент не учитывают все локальные особенности территорий, по которым составляется прогноз. Мировые метеорологические центры не обладают полным набором данных, имеющихся у региональных служб, которые могут привлекать дополнительные автоматические комплексы зондирования и наблюдения. Кроме этого, региональные метеослужбы имеют гораздо больше информации о географических особенностях обслуживаемых ими регионов. Тем не менее, применение в повседневной практике мезомасштабных моделей, например MM5 (Mesoscale Model, version 5) [4] и WRF (Weather Research and Forecasting) [3], позволяющих более точно воспроизводить процессы в мелких масштабах, является необходимым для прогнозирования опасных явлений погоды. Применение модели WRF разных версий позволяет создавать достаточно точные прогнозы с оправдываемостью 70—90% в зависимости от метеовеличин [1]. Модель WRF — численная мезомасштабная система прогнозирования погоды следующего поколения (после MM5, созданной в 1971 г.), разработанная как для оперативного прогнозирования, так и для исследовательских целей. Ее отличительными чертами являются несколько динамических ядер, трехмерная система усвоения данных и программная архитектура, нацеленная на параллельность вычислений и расширяемость системы [3].

В данном исследовании в качестве главного инструмента расчета использована негидростатическая модель WRF в варианте ARW. Модель ARW базируется на негидростатических уравнениях для сжимаемой жидкости, записанных в декартовых координатах по горизонтали и с использованием ортогональной координаты, которая напоминает сигма-координату, но отличается от нее тем, что она определяется не через полное давление, а через его гидростатическую составляющую. Расчеты в модели ARW производятся в параллелепипеде, основание которого касается сферической Земли, а оси декартовых координат в точке касания ориентированы по меридиану и кругу широты. Расчеты могут производиться на серии вложенных сеток. Вложения могут производиться только в горизонтальной плоскости, поэтому по вертикали область расчетов должна быть одинаковой на всех сетках. Вложенные сетки должны быть ориентированы точно так же, как и материнская сетка и, наконец, шаг каждой дочерней сетки должен быть в целое число раз меньше, чем шаг родительской сетки. Имеется также возможность решения задачи на подвижной сетке. Для пространственной дискретизации используется сетка C по классификации Аракавы (т. е. объемная ячейка задается прямоугольным параллелепипедом; все скалярные величины задаются в его центре, а компоненты векторов в центрах соответствующих граней).

Для модели предлагается библиотека различных параметризаций процессов в пограничном слое атмосферы, формирования облачности и осадков, явлений конвекции и турбулентности. При интегрировании уравнений гид-

родинамики используется расщепление по направлениям (в горизонтальных направлениях применяется явная схема, а при вычислении вертикальных потоков и скоростей — неявная) и по физическим процессам. WRF является региональной моделью, поэтому для ее инициализации и задания граничных условий необходимы результаты расчетов глобальной модели численного прогноза погоды. Цикл работы модели WRF состоит из подготовки данных, включая их горизонтальную и вертикальную интерполяцию на сетку модели [3].

При моделировании погодных условий 15—16 марта использовались следующие настройки модели WRF-ARW V3.1.1:

- микрофизика — схема Томпсона;
- длинноволновая радиация — RRTM (Rapid Radiative Transfer Model);
- коротковолновая радиация — схема Дадхайи (Dudhia);
- приземный слой — схема Монина-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия;
- подстилающая поверхность и почва — модель NOAH;
- пограничный слой — схема YSU (Yonsei State University, Юж. Корея);
- параметризация кучевой облачности — схема Каина-Фритша;
- при горизонтальном шаге сетки в 10 км шаг по времени установлен в 180 мин. Расчет на 48 ч от срока 0 ч ВСВ 15 марта 2013 г.

Анализ результатов моделирования

Модельное значение для конкретной метеостанции можно получить двумя способами: 1. Значение в ближайшем узле сетки (максимальное расстояние не более 7 км); 2. Значение, полученное путем интерполяции. Значения, полученные разными способами, отличаются друг от друга в среднем на 2,5% (табл. 1).

Проверочным материалом результата моделирования осадков служили данные измерений на сети метеорологических станций. В связи с тем, что измерение осадков на метеостанциях проводится 2 раза в сутки (в 3 и 15 ч ВСВ), а выходная продукция из модели получается каждые 3 ч, то для анализа использовались результаты счета за 15, 27 и 39 ч ВСВ от срока 0 ч ВСВ 15 марта.

Сравнение модельных и фактических значений количества осадков проводилось на полусуточном интервале, оценка прогноза осуществлялась по градациям небольшой снег 0—1 мм, умеренный снег 2—5 мм, сильный снег 6—19 мм, очень сильный снег 20 мм и более согласно [6]. Попадание в градацию оценивается на 100%, завышение/занижение значений на одну градацию — 50%, завышение/занижение значений на две градации — 0% (табл. 2). В целом оценка прогноза осадков на 15 ч составила 87%, на 27 ч — 90%, на 39 ч — 67%.

При сравнении прогностических полей осадков с фактическими данными использовались следующие статистические характеристики.

**Количество осадков (мм) для метеостанций Пермского края
по результатам счета модели WRF-ARW 15—16 марта 2013 г.**

Метеостанция	Прогноз, ВСВ					
	на 15 ч		на 27 ч		на 39 ч	
	узел	интерполяция	узел	интерполяция	узел	интерполяция
Усть-Черная	2,6	3,0	9,6	8,2	4,8	5,8
Гайны	3,9	4,0	7,6	7,5	5,1	5,2
Ныроб	4,1	4,0	4,9	4,7	8,0	7,9
Вая	3,9	4,0	4,6	4,4	9,1	8,9
Чердынь	4,5	4,0	5,9	6,1	7,9	7,8
Коса	3,8	4,0	8,3	8,2	7,2	7,2
Кочево	3,9	4,0	9,7	9,7	7,5	7,5
Березники	3,8	4,0	8,1	8,2	12,7	13,5
Кудымкар	3,5	4,0	7,5	7,1	10,2	10,1
Чермоз	2,1	2,0	5,4	5,5	12,5	12,4
Губаха	2,3	2,0	6,1	6,3	18,2	17,5
Бисер	0,9	1,0	3,9	4,2	10,2	11,6
Добрянка	0,8	1,0	4,0	4,2	11,7	11,5
Верещагино	0,5	0,5	4,3	4,4	7,6	7,4
Пермь	0,1	0,1	3,2	3,0	3,5	3,7
Лысьва	0,1	0,0	2,3	2,4	4,1	4,1
Кын	1,9	0,0	4,5	0,6	4,4	4,5
Большая Соснова	0,0	0,1	2,2	2,4	4,2	4,4
Ножовка	0,0	0,0	0,1	1,6	2,8	1,5
Оханск	0,0	0,0	1,4	0,1	4,0	5,4
Оса	0,0	0,0	0,3	0,2	2,4	2,5
Кунгур	0,0	0,0	0,1	0,1	1,7	1,8
Чайковский	0,0	0,0	0,5	0,0	2,5	2,9
Чернушка	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	2,2
Октябрьский	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,7
Среднее	1,7	1,7	4,2	4,0	6,6	6,7
Отклонение, %		0		5		2

1. $T = n_{11} / n_{01} - n_{12} / n_{02}$ — величина критерия Пирси-Обухова, характеризующая успешность совпадения прогностических и фактических зон осадков (при идеальном прогнозе $T = 1$, при абсолютно некорректном прогнозе $T = -1$).

2. $U = (n_{11} + n_{22}) / n_{00}$ — общая оправдываемость прогноза, характеризующая процент успешных прогнозов.

3. $U_o = n_{11} / n_{10}$ — оправдываемость прогноза наличия осадков, характеризующая процент успешных прогнозов наличия осадков.

4. $U_{BO} = n_{22} / n_{20}$ — оправдываемость прогноза отсутствия осадков, характеризующая процент успешных прогнозов отсутствия осадков.

5. $P_o = n_{11} / n_{01}$ — предупреденность прогноза наличия осадков, характеризующая процент успешно предсказанных случаев выпадения осадков.

Таблица 2

Оценка прогноза (%) количества осадков на 15, 27, 39 ч от срока 0 ч 15 марта

Метеостанция	Прогноз, ВСВ					
	на 15 ч		на 27 ч		на 39 ч	
	узел	интерполяция	узел	интерполяция	узел	интерполяция
Усть-Черная	100	100	100	100	50	100
Гайны	100	100	100	100	50	50
Ныроб	100	100	100	100	50	50
Вая	100	100	100	100	100	100
Чердынъ	50	50	100	100	100	100
Коса	100	100	100	100	100	100
Кочево	100	100	100	100	100	100
Березники	100	100	100	100	100	100
Кудымкар	100	100	50	50	100	100
Чермоз	50	50	100	50	50	50
Губаха	100	100	50	50	50	50
Бисер	100	50	100	100	50	50
Добрянка	50	50	100	100	50	50
Верещагино	50	50	100	100	50	50
Пермь	100	100	100	100	50	50
Лысьва	50	100	100	100	100	100
Кын	0	100	100	50	50	50
Большая Соснова	100	50	100	100	50	50
Ножовка	100	100	50	0	50	100
Оханск	100	100	100	100	100	50
Оса	100	100	100	100	50	50
Кунгур	100	100	100	100	0	0
Чайковский	100	100	50	100	50	50
Чернушка	100	100	100	100	50	50
Октябрьский	100	100	100	100	100	100
Среднее	86	88	92	88	66	68

6. $P_{BO} = n_{22} / n_{02}$ — предупреденность прогноза отсутствия осадков, характеризующая процент успешно предсказанных случаев отсутствия осадков.

Здесь n_{11} — число случаев, когда осадки прогнозировались и наблюдались; n_{12} — число случаев, когда осадки прогнозировались, но не наблюдались; n_{21} — число случаев, когда прогнозировалось отсутствие осадков, а они наблюдались; n_{22} — число случаев, когда прогнозировалось отсутствие осадков и они не наблюдались; $n_{10} = n_{11} + n_{12}$ — общее число точек, в которых прогнозировались осадки; $n_{01} = n_{11} + n_{21}$ — общее число точек, в которых наблюдались осадки;

$n_{20} = n_{21} + n_{22}$ — общее число точек, в которых прогнозировалось отсутствие осадков; $n_{02} = n_{12} + n_{22}$ — общее число точек, в которых осадки не наблюдались; n_{00} — общее число оцениваемых точек.

$$7. \delta Q = \frac{1}{n_{00}} \sum_{i=1}^{n_{00}} (Q_{\Pi}(i) - Q_{\Phi}(i)) \text{ — превышение среднего прогностического}$$

количества осадков над фактическим, где Q_{Π} — прогностическое количество осадков, Q_{Φ} — фактическое количество осадков.

$$8. \sigma_Q = \sqrt{\frac{1}{n_{00}} \sum_{i=1}^{n_{00}} (Q_{\Pi}(i) - Q_{\Phi}(i))^2} \text{ — среднеквадратичная ошибка прогноза}$$

осадков по сравнению с фактом.

9. $P_{<3} = n_{<3} / n_{00}$ — надежность количественного прогноза осадков, характеризующая процент случаев, в которых расхождение между прогностическим количеством осадков и фактическим не превышает 3 мм. Здесь $n_{<3}$ — число случаев, в которых расхождение между прогностическим и фактическим количеством осадков составляет менее 3 мм.

Общая оправдываемость прогноза (U) составляет 84—88, 92—96 и 96%, оправдываемость прогноза наличия осадков ($U_{\text{О}}$) мало отличается от общей оправдываемости — 76—81, 92—96 и 96% при заблаговременности 15, 27 и 39 ч соответственно. Оправдываемость прогнозов на 15 ч ниже всех в силу преувеличенной области распространения прогностических осадков. Процент успешных прогнозов выше при использовании интерполированных значений. Предупрежденность прогноза наличия осадков ($\Pi_{\text{О}}$) достигает 100%. На первые сутки оправдываемость прогноза отсутствия осадков ($U_{\text{БО}}$) 100%, предупрежденность прогноза отсутствия осадков ($\Pi_{\text{БО}}$) при использовании значений осадков в узле модельной сетки составляет 50—67 и 75% при интерполяции значений. При прогнозе на 39 ч $U_{\text{БО}}$ и $\Pi_{\text{БО}}$ равны 0%, т. е. не было ни одного пункта, где модель прогнозировала бы условия без осадков, в то время как фактически на юго-востоке рассматриваемой территории отмечалась область свободная от осадков.

Величины критерия Пирси-Обухова (T), рассчитанные для территории Пермского края, показали, что качество прогноза зон осадков ухудшается с увеличением заблаговременности прогноза (рис. 3). Уровень оценок составляет от 0,0 до 0,8. В независимости от способа получения прогностических значений осадков, качество прогноза пространственного распределения осадков при прогнозе на 39 ч понижается до уровня $T = 0,0$. Значения осадков, полученные путем интерполяции, обеспечивают наилучшее совпадение зон осадков при прогнозе на 15 и 27 ч с одинаковым уровнем оценки в $T = 0,8$.

Величина надежности количественного прогноза осадков ($P_{<3}$) составляет 90—100% с заблаговременностью 15 и 27 ч, причем данные, полученные путем интерполяции более надежны. Существенно ниже надежность прогноза на 39 ч — 40 %. Величина надежности прогноза осадков оказывается более низкой, что свидетельствует о завышении рассчитанного количества осадков и несовпадения областей осадков разной интенсивности. Например, днем 16 марта (что соответствует прогнозу на 39 ч) в центральных и южных районах наблюдались небольшие и умеренные осадки до 5 мм, в то время как по расчетам модели прогнозировались сильные осадки до 18 мм. В северных районах, например в Ныробе, должно было выпасть 8 мм, вместо 26 мм зафиксированных. Максимальная величина количества осадков, рассчитанная моделью, составила 18,2 мм и относилась к МС Губаха. Модельная зона осадков наибольшей интенсивности оказалась на 200 км южнее фактической. Снегопад опасной величины модель не воспроизвела.

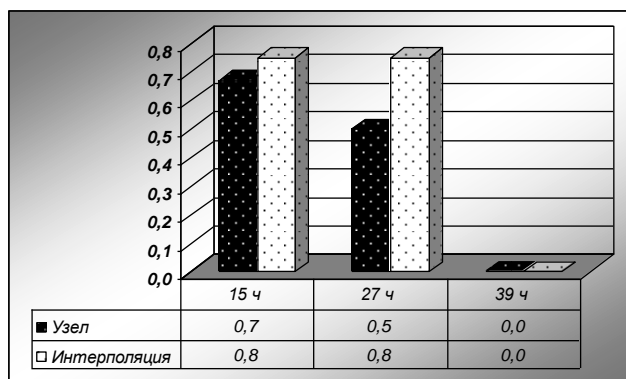


Рис. 3. Величина критерия Пирси-Обухова в зависимости от заблаговременности прогноза.

Величина среднеквадратичной ошибки σ_Q изменяется от 0,9 до 6,5, а величина абсолютной ошибки δQ от 0,2 до 0,9. В среднем по Пермскому краю модель завышает количество осадков при прогнозе на первые сутки на 20–30%, при прогнозе на 39 ч — на 165%.

Вывод

Модель WRF-ARW успешно воспроизводит выпадение небольших, умеренных и сильных снегопадов. Более надежны значения осадков, полученные путем интерполяции модельных данных. В среднем по исследуемой территории модель завышает значения осадков. При прогнозе на 39 ч модель неверно рассчитала область осадков наибольшей интенсивности, что могло быть вы-

звано ошибками в начальных условиях.

Литература

1. Багров А.Н. Сравнительная оценка успешности прогнозов элементов погоды на основе ряда отечественных и зарубежных моделей атмосферы различного масштаба. Информ. сб. № 35. Гидрометцентр России. М. 2007. С. 3—20.
2. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. [Электронный ресурс]. URL: http://method.hydromet.ru/publ/books/80_years/velt_zh.pdf (дата обращения: 17.03.2013).
3. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по численному моделированию интенсивной конвекции. Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 30—44.
4. Калинин Н.А., Кислов А.В., Бабина Е.Д., Ветров А.Л. Оценка качества воспроизведения моделью MM5 температуры воздуха в июле на Урале. Метеорология и гидрология. 2010. № 10. С. 15—22.
5. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидродинамических и гелиогеофизических прогнозов. РД 52.27.284-91. Л.: Гидрометеоздат. 1991. 149 с.
6. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Руководящий документ РД 52.27.724-2009 Обнинск. «ИГ-СОЦИН». 2009. 50 с.

3.10. Оценка качества прогноза очень сильного снегопада на Урале с помощью модели WRF*

1. Введение

На территории России и других северных стран очень сильный снегопад является часто встречающимся опасным метеорологическим явлением. Значительная продолжительность холодного периода, активная циклоническая деятельность, близость к Арктическим морям и Атлантике создают благоприятные условия для частых снегопадов на Урале. Математические модели атмосферы различного масштаба широко используются для прогноза осадков, в том числе в зимний период [5, 4, 10, 14]. К числу наиболее распространенных инструментов моделирования мезомасштабных атмосферных процессов относится модель WRF. Изучение случаев возникновения опасных явлений погоды в зимний период времени с помощью модели WRF можно найти в работах [11—13, 15, 16]. Для территории России исследованы возможности модели WRF на примере отдельных случаев возникновения осадков в твердом виде [1, 2, 6].

В настоящей статье представлены результаты прогноза двух случаев сильного снегопада, отмечавшегося 18 и 23 октября 2014 г. на территории Урала, с использованием модели WRF.

* См. Метеорология и гидрология. 2015. № 12 (совместно с А.Л. Ветровым, Е.В. Пищальниковой, Е.М. Свизовым и А.Н. Шиховым).

2. Синоптические условия и погода при сильном снегопаде на Урале

Средняя многолетняя повторяемость случаев опасных снегопадов в октябре на Среднем Урале составляет 17% [9]. По данным стационарной сети метеорологических станций в октябре 2014 г. на Среднем Урале отмечались снегопады, достигшие критерия опасного природного явления [8]. За полусуточные интервалы выпало от 20 до 32 мм осажденной воды [7], что составляет 40—90% месячной нормы осадков. Установление снежного покрова произошло на 2 недели раньше средних многолетних сроков, а его высота достигала на Среднем Урале 35 см, на Северном — 57 см. Раннее формирование снежного покрова привело к блокированию части сельскохозяйственной техники на полях. В течение суток движение транспорта в Перми и Екатеринбурге в результате снегопада было парализовано.

Первый случай очень сильного снегопада (18 октября) произошел под влиянием теплого фронта полярной системы, второй (23 октября) — под влиянием фронта окклюзии. Рассмотрим развитие синоптических процессов подробнее.

В первом случае облачная система теплого участка полярного фронта начала оказывать влияние на территорию Урала уже 16 октября, вызвав по югу Пермского края умеренные и сильные снегопады. Приземная линия фронта была ориентирована вдоль параллели 55°с. ш. и располагалась от центра циклона в районе Рязани через города Н. Новгород — Казань — Уфа. Контраст в зоне фронта по приземной карте в 0 ч ВСВ 16.10.2014 составил 2°C/100 км, по карте OT_{1000}^{500} — 36 гп. дам/1000 км.

Воздушная масса над Пермским краем, сформированная под влиянием южной периферии низкого холодного антициклона, обладала максимальной температурой воздуха от -5 до 1°C. Воздушная масса теплого сектора западного молодого циклона, прогревшись до 12—17°C, смещалась на северо-восток. Ширина переходной зоны между этими воздушными массами составила 200 км, а максимальная температура воздуха в ней изменялась от 2 до 6°C. В течение следующих суток температурный контраст высотной фронтальной зоны сохранился прежним, в то время как в приземном слое контраст в зоне малоподвижного фронта усилился до 4°C/100 км за счет адвекции холода и радиационного выхолаживания перед фронтом (над Уралом). В связи с этим, 17 октября выпадение умеренных и сильных снегопадов продолжилось, зона осадков расширилась и охватила юг Свердловской и север Челябинской областей.

Теплый фронт на приземной карте в 0 ч ВСВ 18.10.2014 был ориентирован от центра циклона, находящегося в стадии максимального развития в районе Казани, вдоль южной границы Пермского края через Челябинскую область на Казахстан. Интенсивная адвекция тепла и влаги, а также расходимость изогипс в средней тропосфере обусловили падение давления у земли перед теплым фронтом на территории Урала (барическая тенденция достига-

ла $-4,2 \text{ гПа/3 ч}$). Рост барических (5 гПа/100 км) и температурных (5°C/100 км) градиентов привел к приземному фронтогенезу 18 октября, и как следствие, увеличению интенсивности осадков, что, в свою очередь, привело к формированию очень сильного снегопада.

Во втором случае на приземной карте в 12 ч ВСВ 22.10.2014 циклон, образовавшийся на полярном фронте 20 октября в районе Хельсинки ($p_0 = 994,1 \text{ гПа}$, барическая тенденция $-1,3 \text{ гПа/3 ч}$), располагался у западного склона Уральских гор, находясь в стадии заполнения ($p_0 = 993,4 \text{ гПа}$, барическая тенденция $0,3 \text{ гПа/3 ч}$). Циклон смещался со скоростью более 30 км/ч по ведущему потоку с северо-запада на юго-восток. Максимального развития циклон достиг утром 22 октября в районе Казани (минимальное давление в центре $989,9 \text{ гПа}$). При этом циклонический вихрь развился до изобарической поверхности 500 гПа .

При приближении к Уральскому горному хребту в передней части циклона (над северными районами Пермского края) вследствие конвергенции потока начался рост давления (барическая тенденция в 18 ч ВСВ 22.10.2014 достигла $2,9 \text{ гПа/3 ч}$). Далее по мере перемещения циклона началось падение давления на подветренном склоне хребта на территории Свердловской и Челябинской областей (барическая тенденция изменялась от $-0,8$ до $-2,0 \text{ гПа/3 ч}$), вследствие чего, на приземной карте в 0 ч ВСВ 23.10.2014 образовалось два центра пониженного давления — один у наветренного склона (вблизи Кудымкара), другой у подветренной стороны хребта (около Челябинска), т. е. произошла сегментация циклона. Дальнейшее развитие получил циклон, расположенный над Южным Уралом, который продолжил движение на северо-восток, а над Уральским Прикамьем центр быстро исчез. Над Средним Уралом сформировалась орографическая окклюзия (на изобарической поверхности 850 гПа температура воздуха в гребне тепла изменялась от -6 до -8°C), основной температурный контраст оказался перед фронтом окклюзии над северными районами Свердловской области (на приземной карте в 0 ч ВСВ 23.10.2014 достигал $2,1^\circ\text{C/100 км}$). Усиление северного ветра до 13 м/с и адвекция холода вдоль восточного склона Уральских гор привели к обострению фронта, интенсивность обложных снегопадов увеличилась до $15\text{—}20 \text{ мм}$ за 12 ч. Высота снежного покрова 23—24 октября на севере Свердловской области достигла 57 см .

По данным Гидрометцентра России над I естественным синоптическим районом с 16 по 20 октября 2014 г. развивался естественный синоптический период (е.с.п.), состоящий из двух элементарных синоптических процессов (э.с.п.) — 16—18 и 19—20 октября 2014 г., а е.с.п. с 21 по 24 октября 2014 г. состоял из двух э.с.п. — 21—22 и 23—24 октября 2014 г. По классификации синоптических процессов А.Л. Каца, в обоих е.с.п. развивался меридиональный макропроцесс формы 3, который характеризуется преимущественно отрицательными аномалиями среднесуточной температуры воздуха на Среднем Урале [3].

3. Результаты численного прогноза сильного снегопада

Прогнозы по модели WRF V3.2.1 составлялись с использованием динамического ядра ARW на срок 48 ч от 0 ч текущих суток по ВСВ. Модель запускалась с шагом, равным 10 км по пространству и 60 с по времени с выдачей данных через каждые 3 ч. Для дальнейшего анализа использовались результаты счета на срок 15, 27 и 39 ч от начала прогноза, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения выпавших осадков на метеостанциях.

При моделировании использовались следующие параметризации физических процессов:

- микрофизика облачности — схема Томпсона;
- потоки длинноволновой радиации — схема RRTM (Rapid Radiative Transfer Model);
- потоки коротковолновой радиации — схема Дудья;
- приземный слой — схема Мони́на-Обухова с вязким подслоем Карлсона-Боланда и стандартными функциями подобия;
- подстилающая поверхность и почва — схема NOAH;
- пограничный слой — схема университета Энсей.

Для оценки достоверности прогноза осадков по модели были использованы данные с 46 метеостанций, расположенных на территории Пермского края, Республики Удмуртия, Свердловской и Кировской областей. Сравнение модельных и фактических значений количества осадков проводилось на полусуточном интервале. Модельные значения осадков для каждой метеостанции были получены путем интерполяции между узлами модельной сетки.

Сильные снегопады, наблюдавшиеся с 16 по 24 октября 2014 г. на Урале, были обусловлены процессами синоптического масштаба, поэтому для определения эффективности работы мезомасштабной модели WRF-ARW кроме традиционных подходов, основанных на расчете оправдываемости прогноза твердых осадков с использованием Наставления [8] и определения абсолютной ошибки прогноза, в качестве дополнительного критерия использовалась глобальная модель GFS NCEP (США), прогностические поля которой были представлены данными в узлах регулярной сетки $0,5 \times 0,5^\circ$. Результаты этих расчетов, представленные в табл. 1, показывают, что незначительное улучшение качества прогнозов при переходе от модели GFS к мезомасштабной модели отмечается только по данным абсолютных ошибок. Оценка успешности прогнозов по Наставлению [8] в модели GFS оказалась даже несколько выше.

Расчет оправдываемости прогноза сильных снегопадов (количество осадков за 12 ч от 6 до 19 мм [8]) был выполнен на основе следующих характеристик: критерия Пирси-Обухова, общей оправдываемости прогноза, оправдываемости прогноза наличия или отсутствия явления, числа ложных тревог и пропусков явления (табл. 2). Эти данные показывают, что как глобальная, так и мезомасштабная модель в большинстве случаев адекватно воспроизводят крупномасштабное поле осадков.

Таблица 1

Оценка успешности прогнозов количества осадков (WRF/GFS)

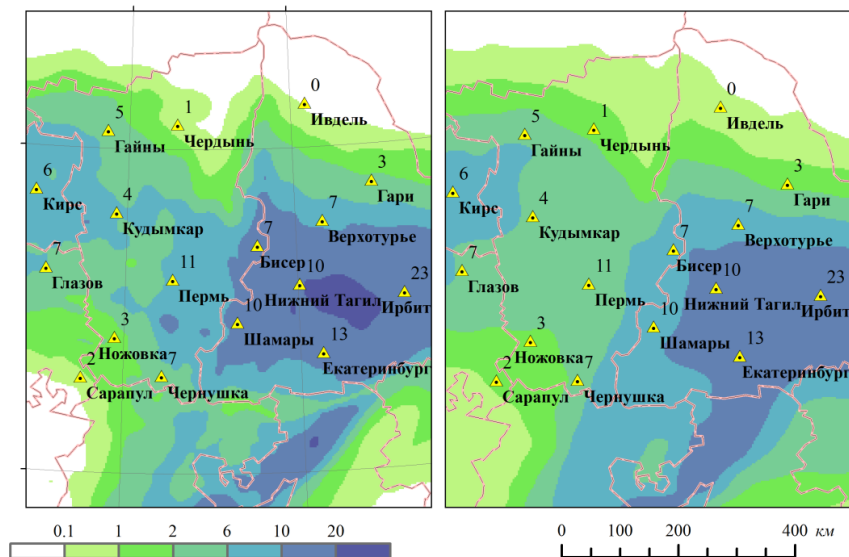
Дата начала счета модели, октябрь 2014 г.	Оценка качества прогнозов по Наставлению [8], %			Абсолютная ошибка, мм		
	с 3 до 15 ч BCB теку- щих суток	с 15 ч текущих суток до 3 ч BCB следую- щих суток	с 3 до 15 ч BCB следу- ющих суток	с 3 до 15 ч BCB текущих суток	с 15 ч текущих суток до 3 ч BCB следу- ющих суток	с 3 до 15 ч BCB следу- ющих суток
16	92/93	—	91/93	0,5/0,8	—	0,6/0,6
17	91/90	98/96	93/92	0,2/0,4	0,2/0,2	0,1/0,3
18	77/83	78/79	74/80	2,8/2,3	3,3/4,2	4,1/3,5
19	79/79	66/68	74/76	2,1/2,1	1,9/2,4	2,8/2,5
22	77/80	—	79/75	2,1/2,1	—	1,8/2,8
23	74/82	77/80	69/75	2,1/1,6	2,1/1,9	1,8/1,8
24	80/78	85/79	81/74	0,7/0,9	1,0/1,2	0,7/1,0
Средняя	81/84	81/80	80/81	1,5/1,4	1,7/2,0	1,7/1,8

Таблица 2

Оценка прогноза сильного снега (6—19 мм/12 ч) (WRF/GFS)

Срок прогноза, октябрь 2014 г., ч BCB	Время ин- тегрирова- ния моде- ли, ч	Критерий Пирси- Обухова	Процент успешных прогнозов	Число пропусков явления	Число ложных тревог
16, 15	15	0,95/0,95	96/96	0/0	2/2
16, 15	39	0,95/0,78	96/96	0/1	2/1
17, 3	27	—	98/98	1/1	0/0
18, 3	27	0,73/0,79	85/87	5/2	2/4
18, 15	15	0,58/0,73	80/85	4/6	5/1
18, 15	39	0,68/0,76	76/83	6/5	5/3
19, 3	27	0,38/0,18	83/78	3/4	5/6
19, 15	15	0,27/0,08	74/70	7/12	5/2
19, 15	39	0,07/-0,03	70/67	13/14	1/0
22, 15	15	0,58/0,58	80/78	4/3	5/7
22, 15	39	0,49/0,45	78/70	6/3	4/11
23, 3	27	0,49/0,50	78/78	9/8	1/2
23, 15	15	0,79/0,88	93/96	2/1	1/1
23, 15	39	0,67/0,73	89/93	3/3	2/0
24, 3	27	0,93/0,64	93/96	0/1	3/1
24, 15	15	0,00/0,00	96/96	2/2	0/0
24, 15	39	0,00/0,00	96/96	2/2	0/0

Также модели адекватно воспроизводят области, где наблюдались осадки наибольшей интенсивности (рисунок). Однако максимальное количество осадков по модели WRF оказывается существенно больше, чем по глобальной модели, что можно объяснить более детальным описанием орографии района эксперимента в мезомасштабной модели.



Фактические и прогностические суммы осадков 18.10.2014 г.

Цифры у метеостанций — суммы фактически выпавших осадков, мм.

Цветные поля — суммы прогностических осадков (слева данные WRF, справа — GFS).

Прогноз сильных снегопадов по модели WRF, оцененный с помощью критерия Пирси-Обухова, имеет более высокую достоверность, чем по глобальной модели: его среднее значение по данным модели WRF составляет 0,50; для глобальной модели — 0,47. За 17 октября критерий Пирси-Обухова не рассчитывался ввиду того, что явление прогнозировалось по обеим моделям, но не наблюдалось. Достоверность прогноза осадков по Наставлению [8] по двум моделям в большинстве случаев различается не более чем на 5% (табл. 2). При этом как у глобальной, так и у мезомасштабной модели количество ошибок пропусков явления оказывается несколько больше, чем ложных тревог (соотношение 61/39% в модели WRF и 62/38% у модели GFS). При этом обнаруживается явная зависимость достоверности прогноза по моделям WRF и GFS от особенностей синоптического положения. Так, наиболее низкая общая оправдываемость прогноза отмечена 19 октября, когда сильные снегопады отмечались в тыловой части циклона и имели ливневый характер.

Оценка прогноза очень сильного снега (≥ 20 мм/12 ч) (WRF/GFS)

Метеостанция	Время интегрирования модели, ч	Срок наблюдений, октябрь 2014 г., ч ВСВ	Количество осадков, мм (факт)	Количество осадков, мм (WRF/GFS)
Оханск	27	18, 3	21	21,2/18,0
Кунгур	27	18, 3	21	24,5/22,5
Бол. Соснова	27	18, 3	20	30,1/19,1
Невьянск	15	18, 15	28	19,3/15,6
Невьянск	39	18, 15	28	22,4/20,5
Ирбит	15	18, 15	23	16,3/13,5
Ирбит	39	18, 15	23	15,5/14,1
Гари	15	23, 15	20	17,6/14,8
Гари	39	23, 15	20	17,1/16,1

Данные табл. 3 свидетельствуют о том, что достоверность прогнозов очень сильного снега, который был зафиксирован на 6 станциях, по модели WRF выше, чем по модели GFS.

4. Заключение

С 16 по 24 октября 2014 г. через территорию Урала прошли два циклонических вихря, которые принесли холодную погоду с сильными снегопадами. За обозначенный период на отдельных станциях выпало до 60 мм осадков в виде снега в водном эквиваленте. Оценка процесса формирования обложных осадков с помощью моделей WRF-ARW и GFS показала, что они адекватно воспроизводят возникновение крупномасштабных систем зон осадков. Существенного улучшения качества прогноза от перехода к мезомасштабной модели, кроме случаев выпадения очень сильного снега (≥ 20 мм/12 ч), не выявлено. Обе модели хуже прогнозируют осадки в тыловой части циклона. Для подобного случая в 15 ч ВСВ 19 октября 2014 г. при времени интегрировании 39 ч критерий Пирси-Обухова составил для моделей WRF и GFS соответственно 0,07 и -0,03.

Авторы благодарят директора Научно-образовательного центра «Параллельные и распределенные вычисления» Пермского государственного национального исследовательского университета А.Г. Деменева за предоставленные вычислительные мощности для реализации счета модели WRF.

Работа выполнена в рамках государственного задания на научные исследования (проект № 271), а также при поддержке РФФИ (проект № 14-05-96000-р-Урал-а).

Литература

1. Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г. Предварительные результаты испытания алго-

ритма краткосрочного прогноза метелей. *Метеорология и гидрология*. 2013. № 6. С. 30—42.

2. Гончуков Л.В., Ламаш Б.Е. Численный прогноз опасных явлений погоды по северу Приморского края. *Вестник Дальневосточного отделения РАН*. 2010. № 6. С. 17—23.

3. Калинин Н.А. Связь аномалий среднесуточной температуры воздуха в г. Перми с формами атмосферной циркуляции Каца. *Ученые записки Казанского гос. ун-та. Серия Естественные науки*. 2012. Том 154. Книга 1. С. 224—231.

4. Калинин Н.А., Ветров А.Л., Связзов Е.М., Попова Е.В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF. *Метеорология и гидрология*. 2013. № 9. С. 21—30.

5. Макштас А.П., Рубинштейн К.Г., Бычкова В.И., Игнатов Р.Ю., Шутин С.В. Предварительная оценка качества воспроизведения метеорологических параметров в Арктическом районе полярной версией модели WRF. *Труды Гидрометцентра России*. 2010. Вып. 344. С. 144—156.

6. Мартынова Ю.В., Зарипов Р.Б., Крупчатников В.Н., Петров А.П. Оценка качества прогноза динамики атмосферы в Сибирском регионе мезомасштабной моделью WRF-ARW. *Метеорология и гидрология*. 2014. № 7. С. 14—24.

7. *Метеорологический ежемесячник*. Екатеринбург. 2014. Ч. 2. Вып. 9. № 10.

8. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Руководящий документ РД 52.27.724-2009. Обнинск, ИГ-СОЦИН. 2009. 50 с.

9. Пищальникова Е.В. Динамика опасных снегопадов в Пермском крае за период 1969—2013 гг. *Вестник Удмуртского ун-та. Серия 6. Биология. Науки о земле*. 2014. Вып. 3. С. 119—124.

10. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний. Информационный сборник: результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2012. № 39. С. 15—48.

11. Торопов П.А., Шестакова А.А. Оценка качества моделирования новороссийской боры с помощью модели WRF-ARW. *Метеорология и гидрология*. 2014. № 7. С. 38—51.

12. Ширяев М.В., Рубинштейн К.Г. Прогноз категорий опасности метеорологических явлений. *Труды Гидрометцентра России*. 2012. Вып. 347. С. 144—158.

13. Gascón E., Sanchez J.L., Charalambous D., Fernández-González S., Lopez L., Garcia-Ortega E., Merino A. Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula. *Atmos. Res*. 2015. Vol. 153. PP. 250—263.

14. Mailhot J., Milbrandt J.A., Giguère A., McTaggart-Cowan R., Erfani A., Denis B., Glazer A., Vallée M. An Experimental High-Resolution Forecast System During the Vancouver 2010 Winter Olympic and Paralympic Games. *Pure and Applied Geophys*. 2014. Vol. 171. Issue 1—2. PP. 209—229.

15. Milrad S.M., Gyakum J.R., Lombardo K., Atallah E.H. On the dynamics, thermodynamics, and forecast model evaluation of two snow-burst events in Southern Alberta. *Wea. Forecasting*. 2014. Vol. 29. No. 3. PP. 725—749.

16. Wang H., Yu E., Yang S. An exceptionally heavy snowfall in Northeast china: Large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model. *Meteorol. and Atmos. Phys*. 2011. Vol. 113. Issue 1. PP. 11—25.

3.11. Способ определения эффективности методов прогноза погоды на основании сравнения показателей их успешности*

Целесообразность практического применения новых методов прогноза погоды определяется сравнением оценок оправдываемости прогнозов по этим методам с оправдываемостью критериальных прогнозов. В качестве критериальных используются прогнозы, составление которых не требует какой-либо аналитической и расчетной работы метеоролога. Обычно это климатологические или инерционные прогнозы. Иногда для прогноза предлагается использовать несколько методов. В этом случае, прежде чем производить сравнение с критериальными прогнозами, необходимо выяснить, какой из предлагаемых к использованию методов является наиболее эффективным, т.е. имеет наиболее высокую оправдываемость.

В представленной работе предложен способ определения эффективности методов прогноза погоды на основании сравнения показателей их успешности.

Поставленная задача может быть сформулирована следующим образом. Пусть, имеется два ряда из n испытаний с оценками

$$\text{и} \quad \left. \begin{array}{l} l_{11}, l_{12}, \dots, l_{1n} \\ l_{21}, l_{22}, \dots, l_{2n} \end{array} \right\} . \quad (1)$$

Здесь l_{ij} соответствует качеству прогноза, данного по i -той методике в j -том испытании. В качестве l может выступать любой из показателей успешности методов прогноза погоды.

Пользуясь рядами (1), можно вычислить разности

$$\left. \begin{array}{l} d_1 = l_{11} - l_{21}, \\ d_2 = l_{12} - l_{22}, \\ \dots\dots\dots \\ d_n = l_{1n} - l_{2n} \end{array} \right\} . \quad (2)$$

Задача сводится к тому, чтобы использовать разности (2) для выявления лучшего метода. Если оправдываемость одного из методов выше другого, то в ряде разностей (2) содержатся систематические ошибки θ . Полагая, что разности d_i содержат в данном случае постоянную систематическую ошибку, ее можно исключить, вычитая из d_i величину θ

$$\left. \begin{array}{l} d'_1 = d_1 - \theta, \\ d'_2 = d_2 - \theta, \\ \dots\dots\dots \\ d'_n = d_n - \theta, \end{array} \right\} \quad (3)$$

* См. Zeitschrift fur Meteorologie. 37 (1987) 4.

где $d'_i (i=1, 2, \dots, n)$ — разности, свободные от систематической ошибки.

Складывая левую и правую части равенства (3), получим

$$\sum_{i=1}^n d'_i = \sum_{i=1}^n d_i - n\theta = 0.$$

Отсюда

$$\theta = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{n}. \quad (4)$$

При этом возникает вполне закономерный вопрос — с какими значениями θ в формуле (4) следует считаться и, соответственно, определять метод, имеющий лучшую оправдываемость.

В этой связи проведем следующие рассуждения. Средняя квадратическая ошибка разности d_i , обозначим ее σ_d , в свою очередь также определяется с ошибкой [1]

$$\sigma_{\sigma_d} = \frac{\sigma_d}{\sqrt{2(n-1)}}, \quad (5)$$

зависящей от числа наблюдений n .

Таким образом, если оправдываемость одного из методов выше оправдываемости другого метода, но систематическая ошибка $|\theta|$ приносит в суммарную ошибку σ_d величину не более, чем $t_p \sigma_{\sigma_d}$, т.е.

$$\left| \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{n} \right| \leq t_p \sigma_{\sigma_d}, \quad (6)$$

где t_p — параметр Стьюдента при заданном уровне значимости p , то можно считать, что разница в оценках оправдываемости рассматриваемых методов статистически незначима.

Представим $t_p \sigma_{\sigma_d}$ в виде

$$\frac{t_p \sigma_{\sigma_d} \sigma_d}{\sigma_d},$$

но

$$\frac{\sigma_{\sigma_d}}{\sigma_d} = \frac{\sigma_d}{\sigma_d \sqrt{2(n-1)}} = \frac{1}{\sqrt{2(n-1)}}, \quad (7)$$

а σ_d , согласно [1] может быть определена как

$$\sigma_d = \frac{\sum_{i=1}^n |d_i|}{n} \sqrt{\frac{\pi}{2}}. \quad (8)$$

Соединяя условие (6) и формулы (7)—(8), окончательно получаем следу-

ющее неравенство

$$2 \left| \sum_{i=1}^n d_i \right| \leq t_p \sum_{i=1}^n |d_i| \sqrt{\frac{\pi}{n-1}}. \quad (9)$$

Назовем это неравенство критерием допустимости удвоенного абсолютного значения алгебраической суммы разностей между оценками оправдываемости двух методов. Данное неравенство можно использовать в случае сопоставления двух совокупностей, имеющих нормальное распределение. При выполнении этого неравенства систематической ошибкой θ можно пренебречь и считать, что разница в оценках оправдываемости рассматриваемых методов статистически незначима. Если же неравенство не выполняется, величиной θ пренебрегать нельзя и предпочтение следует отдать методу с более высокими оценками оправдываемости.

Из полученного неравенства следует, что вывод о дальнейшем использовании рассматриваемых методов зависит не только от заданного уровня значимости, объема выборки и разницы в средних оценках оправдываемости, но и от устойчивости превышения оправдываемости одного метода над другим.

Продемонстрируем это на конкретных примерах.

Пример 1. Пусть требуется оценить качество двух методических прогнозов аномалии среднесуточной температуры воздуха, ошибки которых в двухградусном интервале P_{1j} и P_{2j} , рассчитанные в соответствии с Наставлением [3] представлены в табл. 1. Средние значения P по методам 1 и 2 составляют $P_1 = 91\%$, $P_2 = 88\%$. Согласно [2] гипотеза о нормальности распределения представленных совокупностей выполняется с вероятностью не менее 0,96.

Из табл. 1 следует, что $\left| \sum_{i=1}^n d_i \right| = 153$, а $\sum_{i=1}^n |d_i| = 665$. Подставляя $\left| \sum_{i=1}^n d_i \right|$, $t_p = 2,68$ (при $p = 0,99$), $\sum_{i=1}^n |d_i|$, $\pi = 3,14$ и $n = 50$ в (9) получаем $306 < 451$. Неравенство выполняется. Следовательно, успешность обоих методов, оцененных на конкретной выборке и имеющих различные значения показателей P_{1j} и P_{2j} можно считать одинаковой.

Пример 2. Пусть требуется оценить качество двух методических прогнозов аномалии среднесуточной температуры воздуха, ошибки которых в двухградусном интервале P_{1j} и P_{2j} , рассчитанные в соответствии с Наставлением [3] представлены в табл. 2. Средние значения P по методам 1 и 2 составляют $P_1 = 91\%$, $P_2 = 88\%$. Согласно [2] гипотеза о нормальности распределения представленных совокупностей выполняется с вероятностью не менее 0,96.

Из табл. 2 следует, что $\left| \sum_{i=1}^n d_i \right| = 153$, а $\sum_{i=1}^n |d_i| = 297$. Подставляя $\left| \sum_{i=1}^n d_i \right|$, $t_p = 2,68$ (при $p = 0,99$), $\sum_{i=1}^n |d_i|$, $\pi = 3,14$ и $n = 50$ в (9) получаем $306 > 201$. Неравенство не выполняется. Величиной θ пренебрегать нельзя. Следовательно,

предпочтение нужно отдать 1 методу.

Таблица 1

Пример 1. Оценка качества прогнозов по P

Метод 1	Метод 2	d_i	Метод 1	Метод 2	d_i
98	68	30	100	66	34
82	98	-16	85	94	-9
94	69	25	89	95	-6
97	77	22	96	90	6
79	95	-16	94	84	10
100	65	35	84	98	-14
98	82	16	89	100	-11
95	73	22	97	85	12
86	96	-10	100	82	18
91	98	-7	94	87	7
100	70	30	89	98	-9
75	96	-21	98	74	24
88	100	-12	89	98	-9
95	81	14	92	98	-6
94	80	14	97	85	12
85	94	-9	93	90	3
75	96	-21	92	93	-1
89	98	-9	100	71	29
88	98	-10	95	88	7
92	82	10	88	92	-4
89	94	-5	89	92	3
96	88	8	94	85	9
87	92	-5	95	88	7
94	89	5	79	100	-21
78	100	-22	97	85	12

Преимущество этого метода, т. е. его эффективность составит

$$E = \begin{cases} \frac{(\bar{l}_1 - \bar{l}_2)}{\bar{l}_1} 100 \% & \text{при } \bar{l}_1 > \bar{l}_2 \\ \frac{(\bar{l}_2 - \bar{l}_1)}{\bar{l}_2} 100 \% & \text{при } \bar{l}_1 < \bar{l}_2, \end{cases}$$

где \bar{l}_1 и \bar{l}_2 — средние значения показателей успешности соответственно 1 и 2 методов. В данном примере $E = 3,3 \%$.

Если в качестве l используются такие ошибки прогноза, при которых лучшая методика соответствует наименьшему значению l , то необходимо сначала найти обратные величины этих ошибок, а затем производить необходимые вычисления. Например, если $\varepsilon_1 = 0,52$, $\varepsilon_2 = 0,55$ то $\bar{l}_1 = 1/\varepsilon_1 = 1,92$, а $\bar{l}_2 = 1/\varepsilon_2 = 1,82$.

Пример 2. Оценка качества прогнозов по P

Метод 1	Метод 2	d_i	Метод 1	Метод 2	d_i
89	82	7	92	92	0
86	85	1	94	88	6
96	89	7	89	92	-3
92	84	8	93	75	18
88	92	-4	95	87	8
89	78	11	96	85	11
87	81	6	95	79	16
94	91	3	87	89	-2
88	92	-4	79	90	-11
94	82	12	89	69	20
98	93	5	100	90	10
97	91	6	91	95	-4
86	92	-6	100	94	6
95	92	3	94	96	-2
84	88	-4	89	71	18
75	80	-5	92	91	1
93	88	5	85	90	-5
89	92	-3	88	84	4
95	92	3	92	90	2
88	87	1	100	96	4
92	100	-8	89	85	4
90	92	-2	96	88	8
90	94	-4	86	88	-2
98	92	6	100	100	0
82	85	-3	94	89	5

В том случае, когда для оценки качества прогнозов используется сразу несколько показателей успешности, сравнение необходимо провести для каждой пары показателей. При этом определяется

$$E_1 = \sum_{i=1}^k E_i, \quad E_2 = \sum_{i=1}^m E_i$$

где k и m — число пар показателей успешности, для которых неравенство (9) не выполняется, соответственно при $\bar{l}_1 > \bar{l}_2$ и $\bar{l}_1 < \bar{l}_2$. При $E_1 > E_2$ предпочтение следует отдать первому методу. Если $E_1 = E_2$, то ни один из методов не имеет преимущества. При $E_1 < E_2$ предпочтение следует отдать второму методу.

Иногда возникает необходимость сравнить показатели качества двух методов прогноза тогда, когда эти показатели вычислены по разным методикам (например, сравнение двух методов прогноза осадков в случае, когда оценка этих прогнозов в каждом из методов на одной и той же территории производится по разной системе точек). В этом случае каждый из методов с исполь-

зованием собственной системы оценок необходимо сравнить с соответствующим критериальным (климатическим, инерционным или случайным) методом, вычислить эффективность E_1 и E_2 этих методов по отношению к критериальному и лишь затем делать окончательные выводы.

Рассмотренный способ, в основе которого лежит метод оценки степени достоверности различий между средними величинами, можно использовать наряду с существующими разработками [1], например, в случае отсутствия сведений о дисперсии.

Литература

1. Большаков, В.Д. Теория ошибок наблюдений. М.: Недра. 1983. 223 с.
2. ГОСТ 8.207—76.
3. Наставление по службе прогнозов. Раздел 2. Части III—V. М.: Гидрометеиздат. 1981. 56 с.