

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи
УДК 551.509.313.4:551.43

Исаев Эркин Кубанычевич

Гидродинамическое моделирование атмосферных процессов
над территорией со сложной орографией

Специальность: 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель: д. ф.-м. н., профессор,
Смышляев Сергей
Павлович

Научный консультант: к. ф.-м. н., доцент,
Анискина Ольга
Георгиевна

Санкт-Петербург 2017

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	4
1 Прогноз атмосферных процессов на территории со сложной орографией	12
1.1 Основные сведения о воздействии гор на циркуляцию окружающей атмосферы	12
1.2 Современное состояние гидродинамического прогноза погоды на территории со сложной орографией	21
1.3 Численная гидродинамическая мезомасштабная модель WRF	26
1.4 Географические и климатические характеристики области исследования	31
2 Исследование влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов на прогноз атмосферных процессов на территории со сложным рельефом	34
2.1 Описание численных экспериментов по исследованию влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов на качество гидродинамического моделирования	45
2.2 Результаты численных экспериментов по исследованию влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов	52
Выводы из главы	69
3 Оценка влияний комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов	70
3.1 Описание численных экспериментов по оценке влияния комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов	70
3.2 Исследование влияния комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов	74

Выводы из главы	88
4 Исследование влияния параметризаций пограничного слоя атмосферы на моделирование атмосферных процессов на территории со сложной орографией	90
4.1 Параметризации планетарного пограничного слоя в гидродинамической модели атмосферы	90
4.2 Описание численных экспериментов по исследованию влияния параметризаций планетарного пограничного слоя атмосферы на качество прогноза атмосферных процессов на территории со сложной орографией	94
Выводы из главы	115
5 Оценка влияния усвоения данных наблюдений на качество моделирования атмосферных процессов в регионе со сложным рельефом	116
5.1 Описание численных экспериментов по усвоению стандартных измерений	116
5.2 Результаты численных экспериментов по усвоению стандартных измерений	120
Выводы из главы	129
Заключение	131
Список используемых источников	133

ВВЕДЕНИЕ

Прогноз полей метеорологических величин в горной местности является крайне сложной задачей из-за влияния, которое орография оказывает на формирование мезомасштабной циркуляции и теплового режима атмосферы. Наличие орографических, и как следствие, термических и динамических неоднородностей подстилающей поверхности приводит к появлению особенностей в развитии атмосферных процессов. Задача составления прогноза погоды в местности со сложным рельефом усложняется при использовании гидродинамического подхода. Это объясняется тем, что мезомасштабные особенности рельефа способствуют возникновению явлений и процессов подсеточного масштаба, которые требуют особого подхода к своему описанию – параметризации. Кроме этого, качество гидродинамического моделирования сильно зависит от точности задания начальных данных, что является особенно сложной задачей для территорий со сложным рельефом. Исследуемый регион в данной работе – территория Киргизии, где 94% территории занимают горы с высотой около 3000 м над уровнем моря.

Наибольшую опасность воздействия на экономику и население Киргизии представляют стихийные гидрологические явления, из которых самыми опасными являются сели и паводки, возникающие в результате таяния снега и ливневых дождей. Они причиняют крупный экономический ущерб (разрушение участков автомобильных и железных дорог, мостов и защитных дамб, ирригационных сооружений, жилых домов, гибель посевов и домашних животных), иногда в селевых потоках гибнут люди.

Кроме того, на территории Киргизии располагаются 2000 высокогорных прорывоопасных озер, из которых 200 имеют высокую вероятность прорыва из-за сильных осадков. Последствия, связанные с этими явлениями, наносят ущерб не только населению и промышленности Киргизии, но и соседним

странам. На территории Киргизии в зонах возможного поражения от прорывов озер находятся более 300 населенных пунктов. Случаи селевых потоков, приведших к различным ущербам, зафиксированы в 1153 населенных пунктах.

Высокогорные территории в холодный период времени подвержены воздействию снежных лавин. Ежегодно на территории обслуживания Гидрометеорологической службы Киргизии регистрируется до 1500 сходов снежных лавин. В обследованных 779 районах снегонакопления, обнаружено 30 тысяч очагов лавинообразования.

Ежегодно регистрируется от 800 до 1500 сходов снежных лавин различного объема. Большинство лавин невозможно обследовать из-за неосвоенности и труднодоступности обширных площадей горных территорий. Обследованное количество лавиноопасных районов составляет около 10-15 % от общей территории вероятных сходов снежных лавин.

На все эти опасные явления влияют часто наблюдаемые в регионах со сложным рельефом сильные осадки (40-75 мм в сутки). Если они выпадают в зимнее время, то помимо формирования лавинных очагов, причиняют ущерб жилым и хозяйственным строениям (разрушают крыши), осложняют работу автотранспорта. Если осадки приходятся на теплое время года и выпадают в виде ливневых дождей, то формируют селевые очаги, обуславливают почвенную корку на полях и полегание посевов[1].

Следовательно, прогноз стихийных явлений напрямую связан с прогнозом основных метеорологических величин — атмосферного давления, температуры воздуха, скорости и направления ветра, количества осадков.

До 2015 года в Гидрометцентре Киргизии не было гидродинамической модели, а для прогноза погоды использовались только синоптические методы. В 2014 году после рабочей поездки представителей Гидрометцентра Киргизии в Национальный Центр Атмосферных исследований (NCAR), было принято решение о создании системы гидродинамического моделирования

атмосферных процессов на основе модели WRF-ARW, так как эта модель находится в открытом доступе. Данное исследование выполняется в целях осуществления этого решения и является пионерской работой. В результате выполнения данных исследований сейчас в Киргизии прогнозируются метеорологические поля с помощью системы гидродинамического моделирования атмосферных процессов на основе адаптированной гидродинамической модели Weather Research and Forecasting (WRF-ARW). В будущем планируется активно принимать участие в совещаниях и конференциях метеорологического сообщества, которое занимается развитием WRF-ARW.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод об *актуальности* данной работы, ведь именно своевременный прогноз метеорологических величин дает возможность предупреждения наиболее опасных стихийных явлений над территорией со сложной орографией. Применение гидродинамической модели атмосферы адаптированной к особенностям области интегрирования дает возможность корректно моделировать поля метеорологических величин, а, следовательно, и хорошо их прогнозировать.

Целью диссертационной работы является создание системы гидродинамического моделирования атмосферных процессов для территории со сложной орографией и ее тестирование для территории Киргизии.

Под системой гидродинамического моделирования понимается совокупность модулей подготовки начальных данных, динамического ядра модели, комплекса параметризаций физических процессов, постпроцессинга, верификация результатов прогнозов и рекомендации по технологии осуществления прогностических действий с использованием гидродинамической модели WRF-ARW.

Для достижения поставленных целей в диссертационной работе сформулированы и решены следующие задачи:

- Адаптация и оптимизация атмосферной гидродинамической модели Weather

Research and Forecasting (WRF- ARW) для территории со сложным рельефом и её тестирование для Киргизии;

- Адаптация и оптимизация методов верификации гидродинамического прогноза метеорологических величин в случае моделирования на территории со сложной орографией;
- Оценка чувствительности гидродинамического моделирования атмосферных процессов на территории со сложной орографией к параметризациям физических процессов;
- Модификация схемы параметризации пограничного слоя атмосферы для применения на территории со сложной орографией;
- Разработка комплекса ассимиляции данных наблюдений наземных метеорологических станций в гидродинамическую модель для территории Киргизии и оценка его эффекта;
- Верификация созданной системы гидродинамического моделирования атмосферных процессов на территории Киргизии.

Научная новизна. В процессе выполнения исследования атмосферных процессов на территории со сложной орографией были получены следующие новые научные результаты:

1. Впервые создана система гидродинамического моделирования атмосферных процессов для территории Киргизии, которая может быть применена для моделирования процессов в областях со сложным рельефом.
2. Исследовано взаимодействие крупномасштабного потока и мезомасштабных процессов, а также влияние мелкомасштабных физических процессов на формирование горной погоды.
3. Получены новые оценки чувствительности гидродинамического моделирования на территории со сложной орографией к параметризации пограничного слоя атмосферы.
4. Модифицирована схема параметризации пограничного слоя атмосферы для применения при моделировании на территории со сложным рельефом.

5. Получены оценки чувствительности регионального гидродинамического моделирования к усвоению данных метеорологических станций Киргизии.

Научная и практическая значимость результатов:

– Полученные результаты могут быть полезны для проведения исследований атмосферных процессов на территории со сложной орографией в других районах земного шара;

– Материал диссертации может служить обоснованием необходимости усвоения данных наблюдений в регионе со сложной орографией для улучшения качества прогноза;

– Созданная система гидродинамического прогноза атмосферных процессов внедрена и используется в оперативном режиме в Агентстве по гидрометеорологии при МЧС Киргизской Республики (сертификат о внедрении №06/1191 от 29.05.2015).

Основные положения и результаты, выносимые на защиту:

1. Методология краткосрочного гидродинамического прогноза погоды над территорией со сложной орографией.

2. Результаты исследования чувствительности гидродинамического моделирования атмосферных процессов на территории со сложной орографией к выбору комплекса параметризаций физических процессов.

3. Модифицированная для применения при гидродинамическом моделировании процессов в регионах со сложной орографией схема параметризации планетарного пограничного слоя атмосферы и результаты её верификации.

4. Результаты исследования взаимодействия крупно- и мезомасштабных потоков, определяющих погоду на территории со сложной орографией;

5. Результаты исследования влияния ассимиляции данных измерений метеорологических станций в горных регионах на качество моделирования.

Обоснованность и достоверность результатов работы подтверждается строгой математической постановкой задачи, корректным использованием

методов оценки гидродинамического моделирования, корректным использованием метеорологических данных для формирования исходной информации о метеорологических полях, а также непротиворечивостью результатов другим независимым исследованиям по данной тематике. Обоснованность основных результатов подтверждается публикациями в российских и зарубежных изданиях, а также выступлениями с докладами на российских и международных конференциях.

Личный вклад автора заключается в формулировке целей и постановке задач исследования, обосновании выбора теоретических и расчетных методов решения поставленных задач, анализе полученных данных и их интерпретации. Автор непосредственно устанавливал и адаптировал гидродинамическую модель WRF-ARW к территории Киргизии, модифицировал схему параметризации пограничного слоя атмосферы, проводил исследования и обрабатывал данные численных экспериментов, составлял отчетную документацию, подготавливал материалы докладов и публикаций, формулировал выводы и заключения по работе, разрабатывал рекомендации для практического использования. Все выносимые на защиту положения основаны на результатах исследований, проведенных автором самостоятельно.

Апробация работы

Основные результаты исследований, изложенные в диссертации, докладывались и обсуждались:

на сессиях Ученого Совета и межкафедральных семинарах Российского государственного гидрометеорологического университета 2017 г.;

на совещаниях в Агентстве по гидрометеорологии при Министерстве чрезвычайных ситуаций Киргизской Республики 2015 г.;

на шестой Всероссийской научно-практической конференции «Научная инициатива иностранных студентов и аспирантов российских вузов», г. Томск (Россия), 2013 г.;

на четверной Международной молодежной научно-практической конференции «Молодая наука – 2016», посвященного 70-летию основания Краснодарского отделения Русского географического общества и 20-летию основания Филиала РГГМУ в г. Туапсе.

Структура и объем работы:

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Во введении обоснована актуальность исследования, сформулированы цели и задачи работы, теоретическая новизна и практическая значимость, приведены выносимые на защиту положения и результаты, а также изложена структура диссертации.

Объем работы составляет 148 страниц, в том числе 46 рисунков и 18 таблиц. Список цитируемой литературы содержит 147 наименований.

Основные публикации по теме диссертации:

По теме диссертации опубликовано 5 научных работы, в том числе 4 публикации в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК для публикации основных результатов диссертационных исследований:

Опубликованные:

1. Исаев Э.К. Гидродинамическое моделирование атмосферных процессов в Кыргызстане / Э.К. Исаев // Вестник КРСУ. –2014. –том 14, вып.7. –С. 49-53.

2. Исаев Э.К., Анискина О.Г. Влияние схем параметризации микрофизических процессов на качество прогноза атмосферных процессов в районе со сложным рельефом на примере территории Кыргызстана// Ученые записки РГГМУ.–2015.–вып.38.–С.118–125.

3. Исаев Э.К., Мостаманди С.В., Анискина О.Г. Оценка влияния параметризаций физических процессов в гидродинамической модели WRF на

качество прогноза атмосферных процессов в районе со сложным рельефом на примере территории Киргизии// Ученые записки РГГМУ.–вып.40,–С.30–41.

4. Исаев Э.К., Анискина О.Г., Мостаманди С.В. Оценка влияния параметризаций планетарного пограничного слоя в гидродинамической модели WRF на качество прогноза атмосферных процессов в районе со сложным рельефом//Труды ГГО. –вып.584,–С.123–142.

Другие публикации за период написании диссертации:

Исаев Э.К., Анискина О.Г., Оценка влияния схем параметризаций физических процессов на качество гидродинамического прогноза погоды в районе со сложным рельефом // VII Открытой международной молодежной научно-практической конференции «Молодая наука – 2016», посвященной 70-летию основания Краснодарского регионального отделения Русского географического общества и 20-летию основания Филиала РГГМУ –Туапсе, 2017, –С.264-267.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю, профессор, д.ф.-м.н. С.П. Смышляеву и консультанту, доцент, к.ф.-м.н. О.Г. Анискиной за постановку задачи, внимание к работе и терпение, к.ф.-м.н. С.В. Мостаманди Мохаммаду за технические консультации.

1. Прогноз атмосферных процессов на территории со сложной орографией

1.1 Основные сведения о воздействии гор на циркуляцию окружающей атмосферы

Несмотря на то, что научные исследования по изучению особенностей погоды в горах ведутся с XIX века, лишь в 80-е годы XX века в работе Р. Барри [2] сделана попытка систематизировать накопленные результаты теоретических и экспериментальных исследований по этому предмету. Монография Р. Барри показывает, как много фактов накоплено в этой области и как мало сделано попыток их обобщения. Важность изучения атмосферных процессов в горных районах доказывается выделением отдельного раздела метеорологии «горная метеорология» и созданием комиссии по горной метеорологии, которая регулярно проводит конференции [3].

В работе по исследованию влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии М.А. Петросянц и др. [4], отмечается, что горы двояко воздействуют на атмосферные процессы в их окрестностях: во-первых, модифицируют синоптические системы и тем самым влияют на крупномасштабную циркуляцию атмосферы, во-вторых, стимулируют возникновение региональных и локальных особенностей погоды.

В российской метеорологической литературе принято разбивать атмосферу над горами на три слоя по вертикали:

- 1) Слой местных горных циркуляций, простирающийся от подошвы горного хребта до его средней высоты. В этом слое наблюдаются горно-долинные ветры и фены [4].

- 2) Горный слой трения – от середины высоты хребта до уровня выравнивания скоростей ветра над горами и соседними равнинами. Внутри

горного слоя трения наблюдается интенсивное турбулентное перемешивание и скорость ветра в среднем меньше, чем над соседними равнинами [4].

3) Горная свободная атмосфера – от верхней границы слоя горного трения до тропопаузы. В этом слое над горами ветер в среднем больше, чем над соседними равнинами [4].

В работе российского ученого И.Н. Русина [5] собрано огромное количество результатов теоретических и экспериментальных исследований, приводится анализ физики атмосферных процессов над горами в зависимости от масштабов явления.

С точки зрения решения задачи прогнозирования погоды очень актуально изучение физики формирования локальных полей метеорологических величин на масштабах местных циркуляций, но метеорологической информации для этого всё еще недостаточно. А именно, очень ограничено количество горных метеорологических станций, ещё меньше станций, данные которых репрезентативны. Это связано с трудностью монтажа метеорологической техники аэрологического зондирования и дороговизной средств дальней связи в горах [5].

Однако для изучения особенностей региональной циркуляции в горах сейчас доступен аппарат гидродинамического моделирования и метеорологические данные, полученные с помощью спутников. Результаты, полученные таким путем, многочисленны и интересны [6 - 18].

В таблице 1.1 [5] перечислены типы эффектов в горной атмосфере, возникающие под влиянием орографии. Знаком «+» в таблице отмечено сильное влияние, а знаком «-» слабое.

Дадим краткую характеристику каждого приведенного в таблице 1.1 эффекта.

Барьерные эффекты наиболее широко известны и физически понятны [7]. Самым распространенным и повсеместно наблюдающимся, на разных пространственных масштабах, является эффект деформации поля приземного

Таблица 1.1– Разномасштабные проявление воздействия гор на атмосферные процессы [5]

Типы эффектов и их разновидность	Характерные пространственные масштабы, км			
	10 ⁴	10 ³	10 ²	10 ¹
Барьерные:				
деформация поля давления	+	+	+	-
деформация термического поля	+	-	-	-
подветренный циклогенез	+	+	-	-
Топографические:				
мезобарические области	-	+	+	-
продольные к склонам переносы	-	+	+	+
угловые эффекты	-	+	+	+
Волновые:				
горизонтальные волны	+	-	-	-
подветренные волны	-	-	+	+
гидравлические прыжки	-	-	+	-
Склоновые:				
влияние крутизны склона	-	-	+	+
влияние ориентации склона к ветру	+	+	+	+
влияние экспозиции на солнце	-	-	-	+
влияние закрытости	-	-	+	+

давления в результате торможения горами атмосферного потока в нижнем слое атмосферы, изученного еще в 50-х годах XX века [19, 20]. Наиболее простые оценки параметров возникновения этой разновидности барьерного эффекта даны в работе Уилсона [2]. Он пренебрег трением и вычислял высоту барьера H , который воздух может преодолеть при полном переходе кинетической энергии горизонтального течения со скоростью U в энергию вертикального потока, совершая работу против силы тяжести в устойчивой атмосфере с частотой Брента-Вяйсяля N . Уилсон получил формулу:

$$H = \frac{U}{N}, \quad (1.1)$$

где при характерных для атмосферы значениях скорости $U = 10$ м/с и

частоте $N = 0,01 \text{ с}^{-1}$ значение H не превышает 1 км и резко уменьшается с ростом устойчивости стратификации (в изотермической атмосфере до 0,3 км).

Для оценки ширины барьера L , достаточной для блокирования набегающего на него потока, Уилсон получил формулу, предполагая, что вся кинетическая энергия продольного геострофического потока переходит в энергию поперечного потока:

$$L = \frac{0,361U}{l}, \quad (1.2)$$

где принимая параметр Кориолиса l равным 10^{-4} с^{-1} , при той же скорости $U = 10 \text{ м/с}$, получим ширину запирающего поток барьера 36 км.

Ясно, что горные хребты высотой более 1 км и протяженностью более 100 км, как это наблюдается в большинстве горных систем мира (Киргизии в том числе), являются мощным препятствием для движения воздуха. Однако оценки Уилсона применимы для потоков, расположенных у подстилающей поверхности. Физически проблема барьерного эффекта гораздо сложнее, так как над горами нет никакой твердой крышки, и перетекание воздуха выше препятствия может происходить без ограничений. Тем не менее, на высотных синоптических картах отчетливо видны деформации воздушного потока на уровнях, до которых горы либо не поднимаются, либо которых достигают только отдельные вершины малые по площади [5].

Явление деформации изогипс на изобарических поверхностях в тропосфере впервые в 1955 году объяснил И.А. Кибель в работе [19]. Детальный физический и синоптический анализ взаимодействия атмосферы и горных хребтов на основе первого приближения теории Кибеля сделал в работе [20] Н.В. Петренко. Он показал, что деформация высотного поля геопотенциала вследствие изменения поля приземного давления в сочетании с более слабой реакцией на приземное давление со стороны температурного поля приводят к образованию термобарической структуры, стимулирующей

заполнение циклона у наветренной части хребта и усиление циклогенеза на подветренной части.

Было установлено, что барьерный эффект проявляется в создании перед хребтом области адвекции тепла, а за хребтом - адвекции холода, что ведёт не только к усилению вихреобразования, но и к деформации самого термического поля [5].

В более поздних работах А.И. Ромова [21 - 23] показано, что такое распределение областей адвекции тепла в случае геострофического потока приводит к возникновению вертикальных токов, которые, взаимодействуя с рельефом, усложняют распределение вихрей в горных районах.

Далее с помощью анализа агеострофического ветра над горами А.И. Ромов объяснил эффект смещения вертикальных токов в предгорные районы, этот эффект позволяет понять возникновение ранее выявленных О.А. Дроздовым [24] осадков "подпруживания".

Следующая группа эффектов названа топографическими. Это название не общепринято и в группу объединены те эффекты, которые в работе [2] названы региональными. Они связаны с распределением неоднородностей рельефа по территории, то есть со структурой горной страны. Мезобарические области обнаруживаются при микробарометрической съемке практически по любому региону, но особенно в предгорьях и горах [2, 34]. Топографический эффект проявляется в существовании мезоциклонов и мезоантициклонов, сопровождающихся кучево-дождевыми облаками. Глубина этих барических образований невелика и редко превышает 2 гПа, пространственные размеры также невелики ($10^1 - 10^2$ км), поэтому, хотя они и не прорисовываются при стандартной обработке синоптических карт, барические градиенты и кривизна изобар в них очень велики [5], что определяет их сильное влияние на качество локального моделирования атмосферных процессов.

Леттау [2] показал, что благодаря нагреванию склонов гор возникает термический ветер, параллельный изолиниям геопотенциала, то есть летом

вокруг теплой возвышенности развивается антициклоническая циркуляция, а зимой, когда горные склоны холоднее окружающей атмосферы, над ними возникает циклоническая циркуляция.

Достаточно давно известен и угловой эффект. Этот эффект представляет собой усиление градиента давления с левой стороны хребта за счет антициклонической деформации потока над хребтом [7, 8]. За счет увеличения градиента давления усиливаются локальные ветры. Это показано для местных ветров – мистраль и трамонтаны в исследовании [2].

Следует отметить, что топографические эффекты до настоящего времени даже с помощью гидродинамического моделирования изучены мало по сравнению с тем огромным потоком работ, который направлен на изучение горных волн. Среди горных волн горизонтальные волны являются результатом воздействия на воздушный поток формы хребта [5].

Известно, что выпуклые в сторону набегающего потока хребты обтекаются почти без волнообразования в горизонтальной плоскости, тогда как вогнутые хребты способствуют образованию горизонтальных волн [7]. Если параметры внешнего течения сохраняются, то и горные волны стационарны. Волны конечной амплитуды в сочетании с нелинейностью процесса приводят к блокированию потока перед препятствиями и гидравлическими прыжкам за ними [13].

Разрушаясь, горные волны порождают зоны турбулентности, которые характеризуются вихрями с горизонтальными осями, близкими по размерам к диаметру самой горы, которая их порождает [35]. Эффект внутренних горных волн учитывается в моделях общей циркуляции через введение волнового сопротивления [36].

Обтеканию гор воздушным потоком посвящены исследования В. Н. Кожевникова [37 - 41]. В исследовании 1999 года [37] В. Н. Кожевников установил фундаментальные свойства явления обтекания гор воздушным потоком в виде количественных зависимостей от высоты и формы гор,

характеристик натекающего потока, правильного учета вертикальной структуры атмосферы. К частным его результатам можно отнести такие, как выявление возможности появления крупных замкнутых вихрей с горизонтальной осью, заметного волнового сопротивления и вертикальных потоков волновой энергии, возможности распространения возмущений до больших высот, в том числе до высот наблюдаемого максимума концентрации стратосферного озона (25 км). В.Н.Кожевниковым выявлено, что, встречаясь с горным барьером, воздушные частицы поднимаются с исходных уровней до горных вершин, а иногда и выше. Общая перестройка течения над горами может стать столь заметной, что волновая энергия будет сравнимой с кинетической энергией исходного натекающего потока. В работе [37] на конкретных примерах показано, что созданная теоретическая и экспериментальная база позволяет успешно решать многие проблемы горной метеорологии и на практике повысить безопасность полётов авиации в регионах сложной орографии.

Наибольшее количество исследований влияния гор на атмосферные процессы связано с изучением метеорологических условий около отдельных гор. Эффекты, вызываемые частью горы, объединяют в группу склоновых. Самым общим среди них и давно изученным является эффект высоты точки наблюдения. Суть его в том, что естественный ход метеорологических элементов с высотой нарушается за счет близости к подстилающей поверхности [5]. Это связано с усиленным увлажнением воздуха над горами. Действительно, близость испаряющей поверхности в горах и условия обдува увеличивают массу водяного пара у поверхности склона [2, 36]. Общее для всей атмосферы падение давления с высотой в сочетании с ростом массы водяного пара приводит к существенному росту массовой доли водяного пара [5, 42].

Поскольку меняется вертикальное распределение водяного пара, то в горах меняется и оптическая масса атмосферы. Это приводит к особенностям

в радиационном балансе горных склонов. Однако, поскольку и коротковолновый и длинноволновый балансы увеличиваются по одной и той же причине (общее падение оптической массы с высотой), то радиационный баланс склона не сильно отличается от баланса предгорий [2, 4].

Увеличение массовой доли водяного пара также влечет за собой рост виртуальной температуры и соответствующее замедление падения давления с высотой в горной атмосфере [42]. Этот эффект в сочетании с изменениями вертикального градиента температуры, зависящими от вертикальных токов [43], приводит к трудностям при приведении приземного давления к уровню моря – задаче, решаемой в повседневной метеорологической практике до сих пор с недостаточным теоретическим обоснованием. В результате возникают значительные погрешности при описании поля давления в горах [44]. Не до конца решена и задача о работе синоптика с орографическими изобарами – возникновение при слабом ветре на синоптических картах сгущения изобар вдоль некоторых горных хребтов [23].

Рост контрастов температуры склонов – свободная атмосфера приводит к росту турбулентного обмена и испарения, вследствие чего происходит понижение температуры склона с высотой [2, 4, 42, 45]. Наблюдается тенденция к росту амплитуды температуры с высотой [2, 45], но она менее стабильна.

Особое значение имеет распределение ветра с высотой в горах. Прежде всего следует отметить очевидный, но не всегда отмечаемый факт изменения градиентного ветра внутри слоя горного трения, который проявляется в эффекте орографических изобар, но, будучи связан с мезо- и микробарьерными эффектами, несомненно, проявляется в поле ветра. Общепринято, что изменение ветра с высотой в слое горного трения при постоянном горизонтальном градиенте давления на его верхней границе регулируется двумя механизмами: сжатием слоя свободной атмосферы над горами (увеличивает скорость) и ростом сопротивления (уменьшает скорость)

[6, 46]. Для уединенных высочайших вершин горного массива преобладает рост скорости потока, для средних гор - замедление. В целом над горным массивом скорость потока вследствие барьерного эффекта замедляется [3].

Крутизна склона влияет на инсоляцию и орографические вертикальные токи. Через инсоляцию регулируются различия температуры между склоном и долиной, таким образом проявляется эффект экспозиции склона [45], рассмотренный ниже. Принципиально важно влияние крутизны склона на ветер через орографические токи. Склоны большой крутизны (более 20%) приводят к образованию вихрей и аэродинамической тени для потоков больших горизонтальных масштабов [47].

Аэродинамическое влияние крутизны склона неотделимо от эффекта ветровой ориентации склона – наветренные и подветренные склоны. Эффект ориентации сочетается при формировании погоды с эффектом крутизны.

В работе [48] отмечено, что значения орографических вертикальных токов могут служить комплексной скалярной характеристикой действия в точке двух векторов: вектора ветра и вектора уклона поверхности. Использование этой характеристики в качестве предиктора полезно не только для прогнозов конвективных явлений, но и для оценки влияния рельефа на погоду в регионе. Если вертикальные токи больше 1 см/сек, то роль рельефа в точке сравнима с ролью синоптических образований [49]. Отмечено также в [50], что обычно даже в холмистой местности орографические вертикальные токи очень велики – они могут превышать 10 см/сек. Проблема согласования таких значений с синоптическими вертикальными токами обычно решается сглаживанием [10, 50], хотя теоретическое обоснование такого подхода не получено.

Теоретически роль экспозиции склона по отношению к солнцу сводится к изменению термического режима склона и образованию систем локальных горно-долинных ветров. Это сложный режим воздушных течений в горах, хорошо изученный для линеаризованных случаев [51], но довольно сложный

для численного моделирования [14, 52 - 55]. Существуют упрощенные подходы к расчету ветрового режима долин [31, 50 - 58].

Известно, как рассчитать инсоляцию в зависимости от крутизны и экспозиции склона [2], но учет этого фактора редко производится даже в агрометеорологических исследованиях [59].

Влияние закрытости горизонта проявляется при сравнении климатов регионов с выпуклыми или вогнутыми формами рельефа [60 - 62]. Климат регионов с выпуклым рельефом определяется высотой, ориентацией и экспозицией горных хребтов. Климат областей с вогнутыми формами рельефа называется климатом карьеров и котловин [4, 45]. Для него характерно усиление амплитуд суточных и годовых колебаний температуры [5].

Когда рассматривается не отдельная гора, а горная система (горная страна), возникают эффекты наложения волн, за счет чего могут сильно измениться места возникновения ярко выраженных волн. Эффект внутренних горных волн учитывается в моделях общей циркуляции через использование волнового сопротивления [36].

1.2 Современное состояние гидродинамического прогноза погоды на территории со сложной орографией

Как уже отмечалось ранее, для изучения особенностей региональной циркуляции в горах сегодня доступен аппарат гидродинамического моделирования. Совершенствование методов гидродинамического моделирования состояния атмосферы в связи с возрастающими теоретическими знаниями и возможностями вычислительной техники приобретает в настоящее время всё большее значение.

Переход к моделированию атмосферных процессов на основе полных уравнений гидродинамики атмосферы [25] создал новые возможности для исследования процессов в горных регионах и поставил новые задачи.

Гидродинамическая модель атмосферы воспроизводит все виды волновых движений, которые допустимы пространственно-временным разрешением, спектральным составом начальных данных и граничных условий. Поэтому очень трудно выделить физически значимые эффекты на фоне многообразия вычислительных мод [5].

В работе Фотини Катоподс Чов, Ф.Ж. Де Веккер и Бредли Ж.С. [63] собрана информация за последние 20 лет о численном прогнозе погоды в горной местности и описано современное состояние гидродинамического моделирования атмосферных процессов в горной местности и сформулированы существующие проблемы в этой области.

Главное достижение методов гидродинамического моделирования в задаче описания обтекания воздухом горных массивов, связано с доказательством существования пары симметричных вихрей противоположных знаков в районе подветренного склона как для гор с круговой, так и с эллиптической формой [17, 30, 32, 33].

Разработка математических моделей учета влияния орографии на крупномасштабные атмосферные течения представляется весьма актуальным научным направлением с точки зрения понятия процессов, происходящих в регионах со сложной орографией, а также для улучшения гидрометеорологического обслуживания и экологического контроля. Обычные схемы крупномасштабного прогноза погоды фильтруют орографические эффекты из-за отсутствия в физических моделях параметров, позволяющих учесть локальные особенности рельефа. В результате такие модели дают лишь фоновые метеорологические поля (фоновый прогноз) в районах, где орография играет важную роль в формировании местных особенностей полей метеорологических величин (погодных условий).

При разработке гидродинамических моделей атмосферы оформилось направление, которое называется параметризацией атмосферных процессов подсеточного масштаба. Целью этого направления является нахождение

параметров или структурных элементов крупномасштабной модели атмосферы, которые рассчитываются при интегрировании прогностических уравнений и связей между этими параметрами или элементами модели с некоторыми величинами, которые отражают результирующий или суммарный эффект процессов подсеточного масштаба на крупномасштабные атмосферные процессы.

В мезомасштабных гидродинамических моделях параметризуют следующие физические процессы, которые тесно связаны с орографией:

- конвекция;
- конденсация;
- микрофизика облаков и осадков;
- радиация (коротковолновая и длинноволновая);
- турбулентность и диффузия;
- процессы в планетарном пограничном и приземном слоях;
- процессы на подстилающей поверхности и в почве;
- гравитационные волны.

На сегодняшний день исследованию влияния орографии в мезомасштабных гидродинамических моделях атмосферы посвящены многочисленные работы.

В современных гидродинамических моделях атмосферы производится учет барьерного эффекта гор на базе полных уравнений, что позволяет более корректно осуществлять моделирование атмосферных процессов [26 - 31].

Эффект ориентации горных склонов сочетается при формировании погоды с эффектом крутизны. Для их совместного описания в модели отдельно описывают (параметризуют) орографические вертикальные токи [48, 64, 65].

Сейчас в гидродинамических моделях атмосферы учитывают влияние крутизны и экспозиции склона на расчет инсоляции. В работах А. В. Сеньковой [66, 67] сформулированы алгоритмы учета влияния эффектов,

связанных с орографией земной поверхности, на приземные потоки коротковолновой и длинноволновой радиации в гидродинамических моделях высокого разрешения. Ею предложены методы формирования полей азимутов и углов наклона поверхности, необходимых для расчета радиационных потоков и методика учета влияния угла и азимута наклона поверхности на приземные потоки солнечной радиации, учета эффектов затенения и зависимости диффузной коротковолновой и длинноволновой радиации от элементов орографии, которые применяются в гидродинамической модели атмосферы высокого разрешения.

Предложенная А. В. Сеньковой [66] методика учета ориентации склона поверхности при расчёте потоков коротковолновой радиации, показала уменьшение ошибки моделирования температуры. Чувствительность модельной температуры к учету особенностей рельефа была наибольшей в утренние и вечерние часы при низких высотах Солнца над горизонтом. Минимальные изменения в значении температуры привносились с учётом особенностей орографии в полдень. Сегодня это направление исследований продолжено в работах [68 - 70].

Работы [71 - 75] посвящены исследованию прогноза осадков в горах. И. Бастард и др. [73] определили проблемы при верификации гидродинамического прогноза осадков на территории со сложной орографией:

- локальность выпадения осадков,
- малое количество и неравномерность покрытия метеорологическими данными,
- ошибки в наблюдениях.

И предложили способ решения этих проблем – использованием информации со спутников.

В работах [76 - 78] исследуется параметризация турбулентности. В.Л. Перов в [76, 77] показал преимущества нелокального расчета турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под

влиянием сил плавучести, по сравнению с локальными схемами расчета турбулентного масштаба длины, которые используются в модуле параметризации пограничного слоя атмосферы модели COSMO-RU Гидрометцентра России. Результаты исследований В.Л. Перова использовались при метеорологическом обеспечении Олимпийских игр Сочи-2014 на основе модели COSMO-RU [79, 80].

Многочисленные работы посвящены теме исследования параметризации гравитационных орографических волн [81-85].

Н. М. Гаврилов в 2013 году [81], с использованием теории мезомасштабных волн во вращающейся атмосфере, уточнил поляризационные соотношения для мезомасштабных стационарных орографических волн и получил формулы для расчета суммарного вертикального потока волновой энергии, а также вертикального профиля амплитуды колебаний горизонтальной скорости. Он также получил выражения для полного волнового потока тепла, ускорений среднего потока и притоков тепла, создаваемых стационарными волновыми гармониками орографического происхождения. Подтвердил результаты предыдущих исследований [82 - 84] о том, что орографические волны могут оказывать существенное воздействие на циркуляцию и тепловой режим средней и верхней атмосферы.

В работах Лауры Ронту [85 - 87] исследуется влияния параметризации орографии на качество моделирования атмосферных процессов над территорией со сложной орографией. Предложены не только методы учёта орографических эффектов в мезомасштабных моделях, но и методы расширенной диагностики и валидации параметризации натекающего потока на территории со сложным рельефом. Л.Ронту предлагает рассчитывать и оценивать не только средние абсолютные и средние квадратические ошибки моделирования, но и оценивать модельную кинетическую энергию и баланс завихренности.

Несмотря на многочисленные исследования, учет влияния подсеточной орографии в гидродинамических моделях атмосферы до конца не изучен и перед исследователями стоит очень много задач.

1.3 Численная гидродинамическая мезомасштабная модель WRF

Для моделирования эволюции атмосферных процессов над территорией со сложным рельефом в данном исследовании использовалась гидродинамическая мезомасштабная модель Weather Research and Forecasting (WRF) [88]. Это одна из наиболее современных и проработанных систем численного прогноза погоды и атмосферного моделирования.

Разработка системы WRF является результатом сотрудничества ряда ведомств, исследовательских организаций и университетов в рамках проекта по созданию нового поколения систем мезомасштабного атмосферного моделирования и усвоения данных метеорологических наблюдений с целью улучшения понимания физических процессов в атмосфере и повышения качества прогнозирования мезомасштабных погодных явлений, а также для скорейшего внедрения новейших научно-исследовательских разработок в сфере атмосферного моделирования в практику оперативного метеорологического прогнозирования [88].

В настоящее время WRF позиционируется в качестве единого рабочего инструмента для совместного использования научно-исследовательскими учреждениями и метеорологическими оперативными службами различных стран. В октябре 2015 года создан консорциум стран Юго-Восточной Европы (Сербия, Албания, Черногория, Македония, Босния и Герцеговина) – The South-East European Consortium for Operational weather Prediction (SEECOP Consortium) – для исследований и внедрения в практику модели WRF с динамическим ядром Non-hydrostatic Multiscale Model on the E grid (NMME) [89].

В данной работе модель WRF используется с динамическим ядром Advanced Research (ARW) версия – 3.6.1. Этот вариант модели базируется на уравнениях гидродинамики атмосферы (уравнения движения, неразрывности, переноса импульса с учетом эффектов сжимаемости и негидростатичности, переноса влаги и внутренней энергии), записанных в декартовой или сферической системе координат по горизонтали и с использованием вертикальной координаты η , которая напоминает сигма координату и изменяется от 0 на верхней границе атмосферы до 1 на поверхности, но отличается от нее тем, что определяется не через полное давление P , а через его гидростатическую составляющую P_h [90] и определяется по формуле (1.3).

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu(x, y)}, \quad (1.3)$$

где P_h – гидростатическая составляющая давления;
 P_{hs}, P_{ht} – гидростатическое давление на нижней и верхней границе модельной области, соответственно;
 $\mu(x, y) = P_{hs} - P_{ht}$ – масса единичного столба сухого воздуха.

Уравнение модели записывается в потоковой форме:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} u) + \mu \alpha \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\alpha}{\alpha_d} \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \Phi}{\partial x} = F_u, \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} v) + \mu \alpha \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\alpha}{\alpha_d} \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \Phi}{\partial y} = F_v, \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} w) - g \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \frac{\partial P}{\partial \eta} - \mu \right) = F_w, \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta)_\eta = F_\Theta, \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} q_m)_\eta = F_{Qm} \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} \mu)_\eta = 0, \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \Phi)_\eta - g W] = 0, \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\alpha_d \mu, \quad (1.11)$$

$$P = P_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{P_0 \alpha_d} \right)^\gamma, \quad (1.12)$$

В системе (1.4) — (1.12) использованы следующие обозначения:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} \mathbf{a} = \frac{\partial U \mathbf{a}}{\partial x} + \frac{\partial V \mathbf{a}}{\partial y} + \frac{\partial \Omega \mathbf{a}}{\partial \eta};$$

$$\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{a} = U \frac{\partial \mathbf{a}}{\partial x} + V \frac{\partial \mathbf{a}}{\partial y} + \Omega \frac{\partial \mathbf{a}}{\partial \eta};$$

- | | | |
|----------|---|-------------------------------|
| P_0 | — | давление на уровне моря; |
| P | — | давление на модельном уровне; |
| V | — | составляющие скорости ветра; |
| ∇ | — | оператор набла; |

$\dot{\eta}$	– аналог вертикальной скорости;
$\Omega = \mu \dot{\eta}$	
α	– удельный объем воздуха;
α_d	– удельный объем сухого воздуха;
θ	– потенциальная температура;
θ_m	– виртуальная потенциальная температура;
F	– слагаемые форсинга для U, V, W, Θ и Q ;
Φ	– геопотенциал;
$\Theta = \mu \theta$	
g	– ускорение свободного падения;
R_d	– универсальная газовая постоянная для сухого воздуха;
q_m	– отношение смеси водяного пара, частиц облаков, дождя, льда;
$Q = \mu q_m$	
t	– время.

При интегрировании по времени используется метод расщепления: медленные (низкочастотные) моды, связанные с процессом переноса, интегрируются с использованием схемы Рунге-Кутты третьего порядка (РКЗ), а высокочастотные акустические моды для обеспечения устойчивости интегрируются на меньших шагах по времени.

Используемая схема Рунге-Кутты выглядит следующим образом. Процедура интегрирования на каждом шаге по времени разделяется на три этапа:

$$\phi^* = \phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\phi^t), \quad (1.13)$$

$$\phi^{**} = \phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\phi^*), \quad (1.14)$$

$$\phi^{t+\Delta t} = \phi^t + \Delta t R(\phi^{**}), \quad (1.15)$$

где ϕ — любая прогностическая переменная;
 R — не содержащие производную по времени слагаемые в системе уравнений (1.4) — (1.10);
 Δt — шаг по времени для низкочастотных мод.

Это схема не является истинной схемой РКЗ. Для нелинейных уравнений она обеспечивает только второй порядок точности по времени [91]. Для того чтобы увеличить точность метода расщепления интегрируют уравнения используя меньший акустический шаг внутри большого шага схемы РКЗ:

$$\frac{\phi^{*t+\Delta t} - \phi^t}{\Delta t} = \frac{1+\beta}{2} \phi^{*t+\Delta t} + \frac{1-\beta}{2} \phi^{*t}, \quad (1.16)$$

где β — акустический коэффициент демпинга. По умолчанию $\beta=0,1$. При проведении численных экспериментов, описанных ниже, этот коэффициент изменялся. Далее в главе 4 подробно описывается метод обеспечения устойчивости при интегрировании по времени высокочастотных акустических мод.

Для пространственной дискретизации по горизонтали используется расштанная С-сетка Аракавы [92].

Шаг по времени выбирается исходя из критерия Куранта-Фридрихса-Леви. По оценкам шаг по времени для медленных мод (в секундах) должен быть, как минимум, в 6 раз больше, чем шаг по пространству (в километрах).

В проведённых исследованиях шаг по времени был равен: 60, 30, 15 и 6 секунд в зависимости от пространственного разрешения модели.

1.4 Географические и климатические характеристики области исследования

Влияние эффектов орографии на атмосферные процессы рассматривалось при моделировании атмосферных процессов над территорией Киргизии.

Киргизия расположена в центре Евразии в удалении от значительных водных объектов. Соседство пустынь определяет континентальный засушливый характер климата, несколько сглаживаемый высоким положением страны относительно уровня моря, обуславливающим увеличение осадков и уменьшение амплитуды годового хода температуры воздуха по сравнению с прилегающими долинными территориями. Большая часть территории Киргизии располагается в поясе климата умеренных широт, южные районы – в поясе субтропического климата.

Особенно своеобразные климатические условия складываются в Иссык-Кульской котловине, нижнюю часть которой занимает незамерзающее солоноватое озеро. Здесь, на сравнительно небольшой площади, представлены все типы климатов – от резко континентального до морского.

Отличительной чертой ветрового режима является горно-долинная циркуляция, характеризующаяся регулярной сменой направления: ночью ветер дует с гор в долины, днём из долин в горы. Для побережья озера Иссык-Куль характерны бризы.

В основном влажность и облачность в Киргизии являются следствием движения больших воздушных масс с запада. Западные потоки приносят с собой обильные дожди, грозы и снегопады. Зимой на климат и погоду Киргизии оказывают влияние арктические воздушные массы. Чаще всего это приводит к выпадению осадков и снегопадам. При холодных вторжениях

арктических воздушных масс преобладают ветры западного и северо-западного направления.

Горные хребты препятствуют развитию сильных ветров, поэтому среднегодовая скорость ветра колеблется от 1 до 3 м/с. При холодных вторжениях преобладает ветер западного направления с большими скоростями, приносящими кучево-дождевую облачность, шквалы. При выходах южных циклонов отмечаются фёны, преимущественно восточного и юго-восточного направления. Число дней с сильным ветром (≥ 15 м/с) невелико и колеблется от 2-4 до 15-20 дней в год в зависимости от региона.

На общем фоне засушливого Центрально-Азиатского региона горные районы Киргизии являются достаточно увлажненными. Все периферийные склоны, какую бы экспозицию они не имели, получают значительное количество осадков, особенно обильных на западных и юго-западных склонах, обращенных к влагонесущим воздушным потокам (до 1100 мм осадков в год на южных склонах Чаткальского хребта, 1500-2000 мм/год в пригребневой зоне юго-западных склонов Ферганского и северных склонах Киргизского хребтов).

Все подветренные склоны гор и глубоко врезуемые долины, расположенные в глубине горных массивов или под защитой высоких горных хребтов, перехватывающих основную массу влаги, очень сухие. Наиболее засушливо западное побережье озера Иссык-Куль, здесь годовая сумма осадков не превышает 140-150 мм.

Согласно схеме климатического районирования, приведённой на рисунке 1.1, выделяют четыре климатических области Киргизии [93]:

- Северная и северо-западная,
- Северо-восточная,
- Юго-западная,
- Внутренний Тянь-Шань.

Информация о климатическом районировании будет использована в дальнейших исследованиях при верификации моделирования и прогнозов.

Поскольку основной проблемой, с которой сталкивается гидрометслужба Киргизии, является прогноз осадков, то основное внимание будет уделено именно прогнозу осадков.

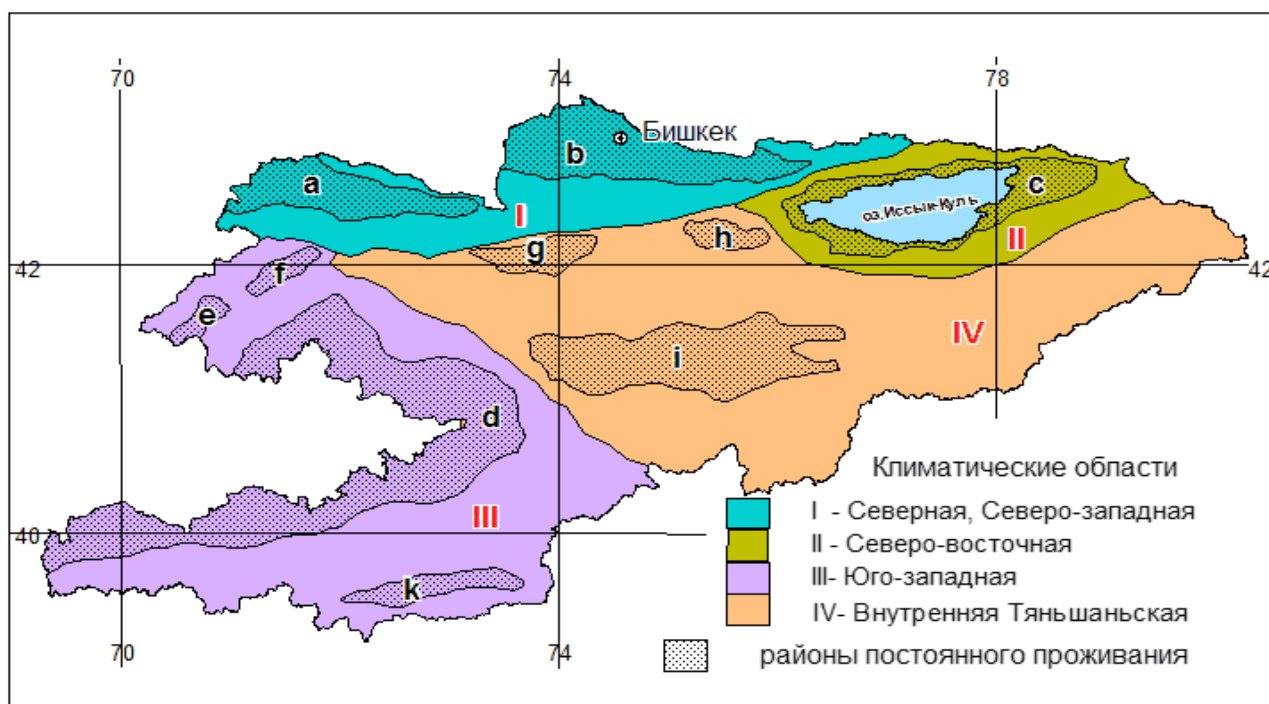


Рисунок 1.1 – Карта Киргизии с указанием климатических областей [93]

2. Исследование влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов на прогноз атмосферных процессов на территории со сложным рельефом

Как упоминалось выше, до 2015 года в Гидрометцентре Киргизии не было гидродинамической модели, а для прогноза погоды использовались только синоптические методы. Прогноз погоды есть крайне сложная задача из-за не до конца понятной физики процессов и ограниченного количества данных с горных метеорологических станций. Для улучшения качества прогноза погоды на труднодоступных горных регионах и в целом над территорией Киргизии, было принято решение о создании системы гидродинамического моделирования атмосферных процессов на основе модели WRF-ARW, так как эта модель находится в открытом доступе.

В будущем планируется активно принимать участие в совещаниях и конференциях метеорологического сообщества, которое занимается развитием WRF-ARW. В планах Гидрометцентра Киргизии создание консорциума совместно с Узбекистаном, Казахстаном, Таджикистаном и Туркменистаном для исследований и внедрения в практику модели WRF. Разработанная система гидродинамического моделирования на основе мезомасштабной модели WRF-ARW является основой будущих совместных исследований. Данное исследование выполняется в рамках проекта «Модернизация гидрометеорологического обслуживания в Центральной Азии» при финансовой поддержке Всемирного Банка.

После предварительной адаптации модели WRF-ARW для моделирования атмосферных процессов на территории Киргизии была определена расчетная область моделирования с сеткой размером 131 узлов с запад на восток и 69 узлов с юга на север, горизонтальным разрешением 10 км, 35 уровнями по вертикали, шаг по времени 60 секунд. Для корректного описания процессов используется равноугольная коническая проекция

Ламберта в декартовой системе координат. Таким образом, область моделирования охватывает всю территорию Киргизии, а также некоторые страны Центральной Азии (рисунок 2.1).

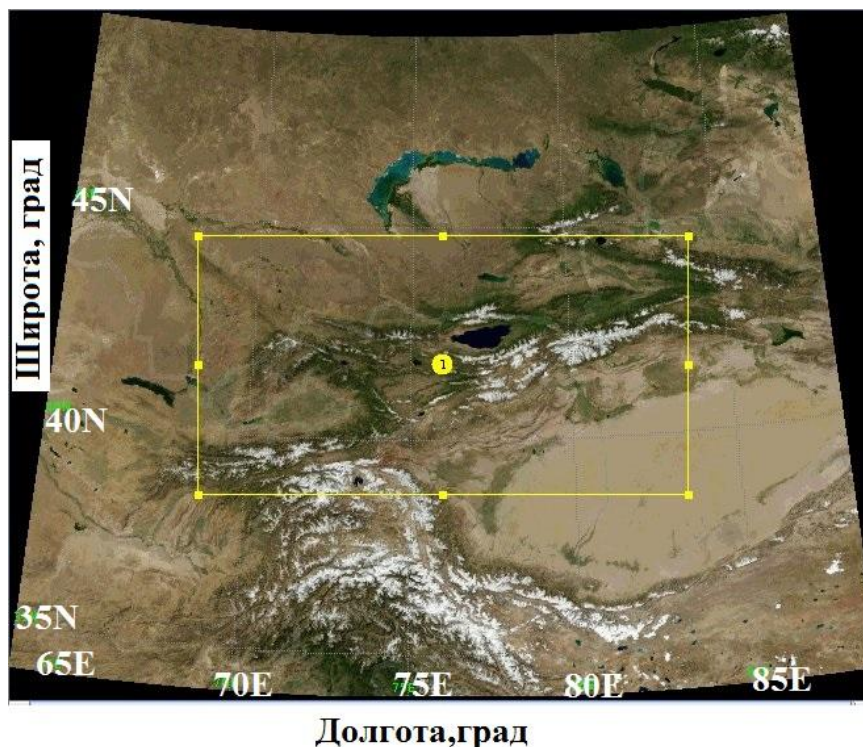


Рисунок 2.1 – Область моделирования

В данной работе все начальные и граничные данные получены с пространственным разрешением 1° из данных реанализа Национального Центра Атмосферных Исследований (NCAR) [94]. Во всех численных экспериментах обновление граничных данных производилось каждые 6 часов.

Проводили эксперименты для всех месяцев. В оперативной практике прогноз по адаптированной автором модели даётся уже несколько лет (2015-2017гг.), но здесь приводятся результаты для апреля и мая, так как по результатам оценки качества прогнозов именно в эти месяцы Гидрометцентр Киргизии даёт самые плохие прогнозы.

Так как целью исследования является изучение влияния орографии на атмосферные процессы, то сначала была исследована чувствительность

качества моделирования метеорологических величин к пространственному разрешению геофизических данных, которые представляют собой совокупность статических характеристик земной поверхности, а также включают в себя некоторые изменяющиеся в зависимости от сезона величины. Они получены из архива Геологической Службы Соединенных Штатов Америки (USGS) [95].

Используются следующие данные:

- высота местности над уровнем моря (рельеф);
- среднегодовая температура глубинных слоёв почвы;
- среднемесячная доля растительного покрова (для каждого месяца);
- среднемесячное значение альбедо поверхности;
- максимальное альбедо снежного покрова.

Чувствительность к разрешению геофизических данных исследовалась прямым методом – проводились численные эксперименты с геофизическими данными разрешением 10' (≈ 18 км) и 30" (≈ 900 м) и рассматривалась разница полученных результатов. Заблаговременность прогноза 24 часа. Для верификации прогнозов использовались результаты наблюдения на 31 метеорологической станции Киргизии за апрель 2014 года (таблица 2.1).

Таблица 2.1 — Метеорологические станции, наблюдения на которых используются для верификации

№ метеостанции	Наименование метеостанции	Координаты метеостанции	
		Широта,°	Долгота,°
1	Баткен	40,05	70,87
2	Исфана	39,83	69,52
3	Кара-Суу	40,70	72,90
4	Узген	40,77	73,30
5	Ноокат	40,27	72,65
6	Гульча	40,30	73,47
7	Сары-Таш	39,72	73,25
8	Жалал-Абад	41,10	73,20
9	Токтогул	41,87	72,93
10	Ак-Терек	41,28	72,83
11	Ит-Агар	42,17	72,90
12	Чаткал	41,90	71,32
13	Жаны-Жер	43,12	74,40
14	Кара-Балта	42,80	73,83
15	Бишкек	42,85	74,53
16	Токмок	42,82	75,30
17	Ысык-Ата	42,73	75,02
18	Байтик	42,65	74,50
19	Ала-Арча	42,57	74,48
20	Тео-Ашуу	42,33	73,82
21	Суусамыр	42,15	74,02
22	Кызыл-Адыр	42,65	71,63
23	Талас	42,52	72,22
24	Балыкчы	42,47	76,18
25	Чолпон-Ата	42,63	77,07
26	Каракол	42,50	78,40
27	Кызыл-Суу	42,35	78,03
28	Пача-Ата	41,58	71,67
29	Тянь-Шань	42,32	78,50
30	Нарын	41,43	75,98
31	Чаяк	41,92	74,50

На рисунке 2.2 приведено поле разницы высот рельефа в узлах сетки при разрешении геофизических данных 10' (≈ 18 км) и 30" (≈ 900 м). Рельеф более детально описывается при использовании геофизических данных с разрешением 30". На рисунке 2.3 представлен разрез вдоль широты 42.81° . Из анализа графиков видно, что разница высот рельефа в зависимости от

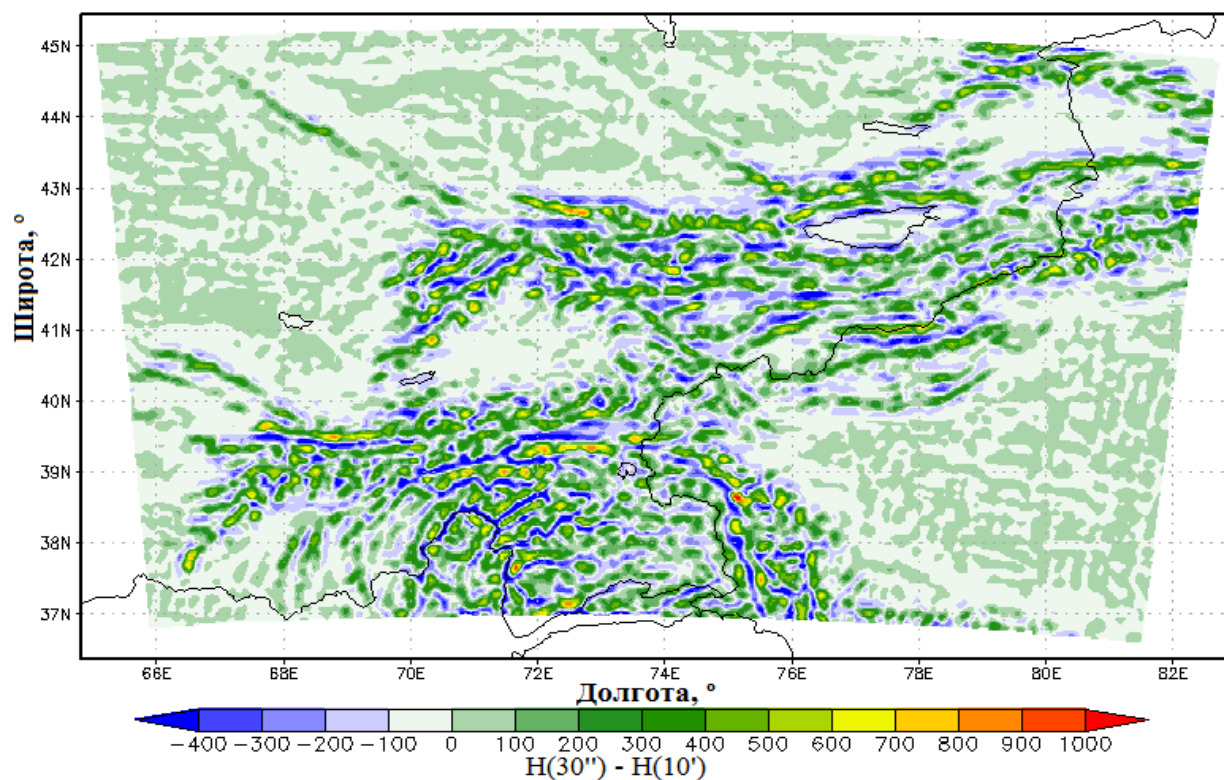


Рисунок 2.2 – Разница высоты модельного рельефа для разрешения геофизических данных 10' и 30''

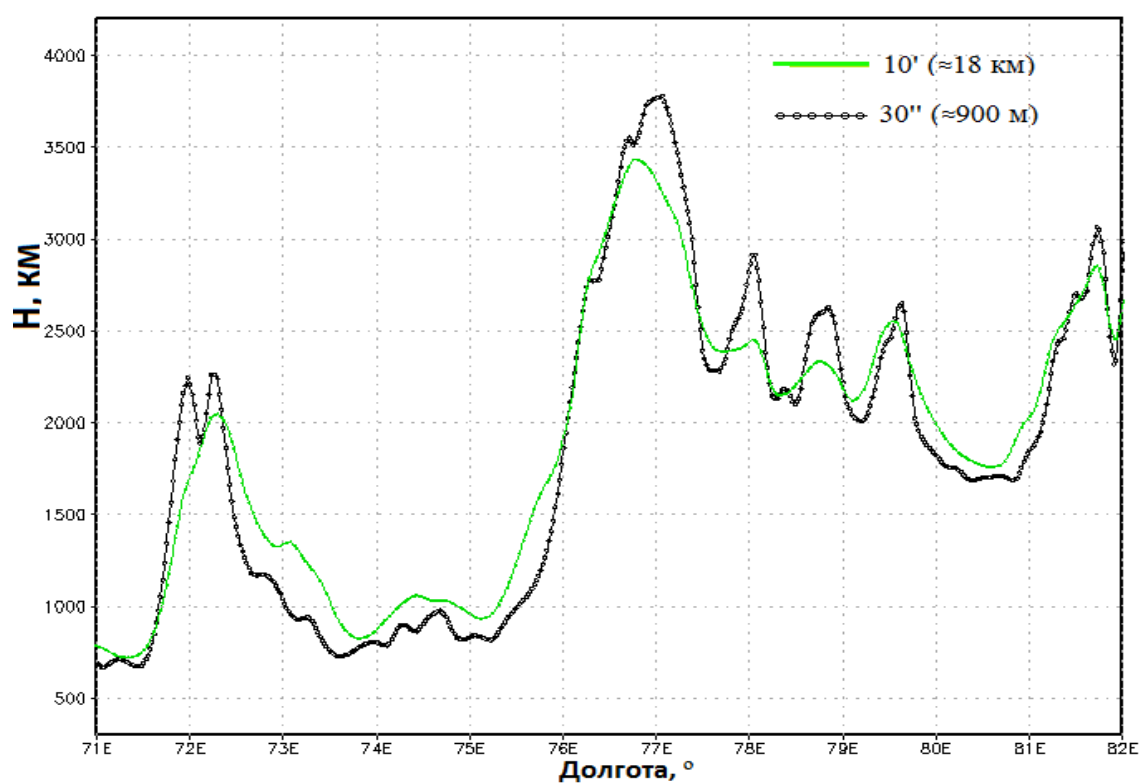


Рисунок 2.3 – Разрез модельной высоты рельефа при разрешении геофизических данных 10' (зелёная кривая) и 30'' (чёрная кривая)

разрешения может достигать 1000 м в высокогорных районах. А в долинах разница высоты не превышает 100 м. Отсюда следует, что при моделировании на территориях со сложным рельефом даже на сетках с большим шагом по горизонтали лучше использовать данные об орографии лучшего разрешения. Влияния разрешения геофизических данных на моделирования метеорологических полей рассматривается далее.

Были исследованы среднее значение высоты рельефа (рисунок 2.4 а) и среднее квадратическое отклонение высоты рельефа (рисунок 2.4 б) в ячейке с пространственным разрешением (5х5)км. В высокогорных районах наблюдаются большие (рисунок 2.4 б) значения среднеквадратического отклонения, которые достигают до 900 м, а в долинах достигает 100 м.

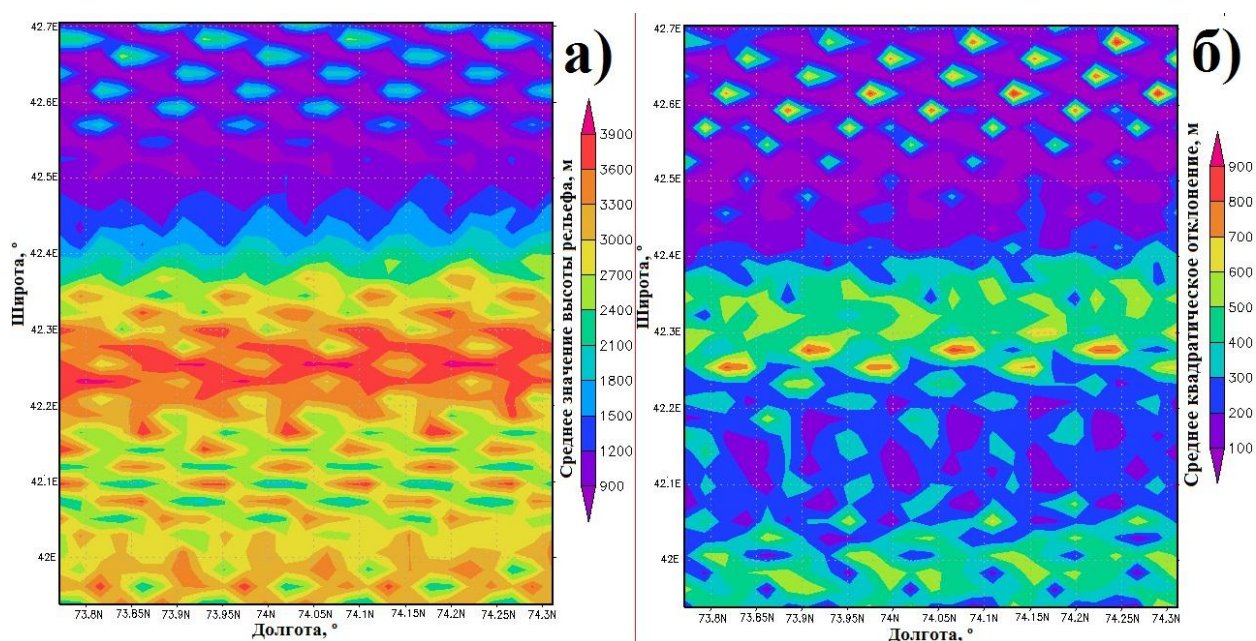


Рисунок 2.4 – Среднее значение высоты рельефа а), среднее квадратическое отклонение высоты рельефа б) в ячейке (5х5)км при разрешении геофизических данных 30"

На рисунке 2.5 представлена высота рельефа с разрешением геофизических данных 30" (≈ 900 м) при пространственных разрешениях модели: 5км, 2,5км и 1,25км. С увеличением пространственного разрешения модели улучшается качество описания рельефа. Влияния пространственного

разрешения на моделирования метеорологических полей и на время вычисления прогноза рассматривается далее в главе 4.

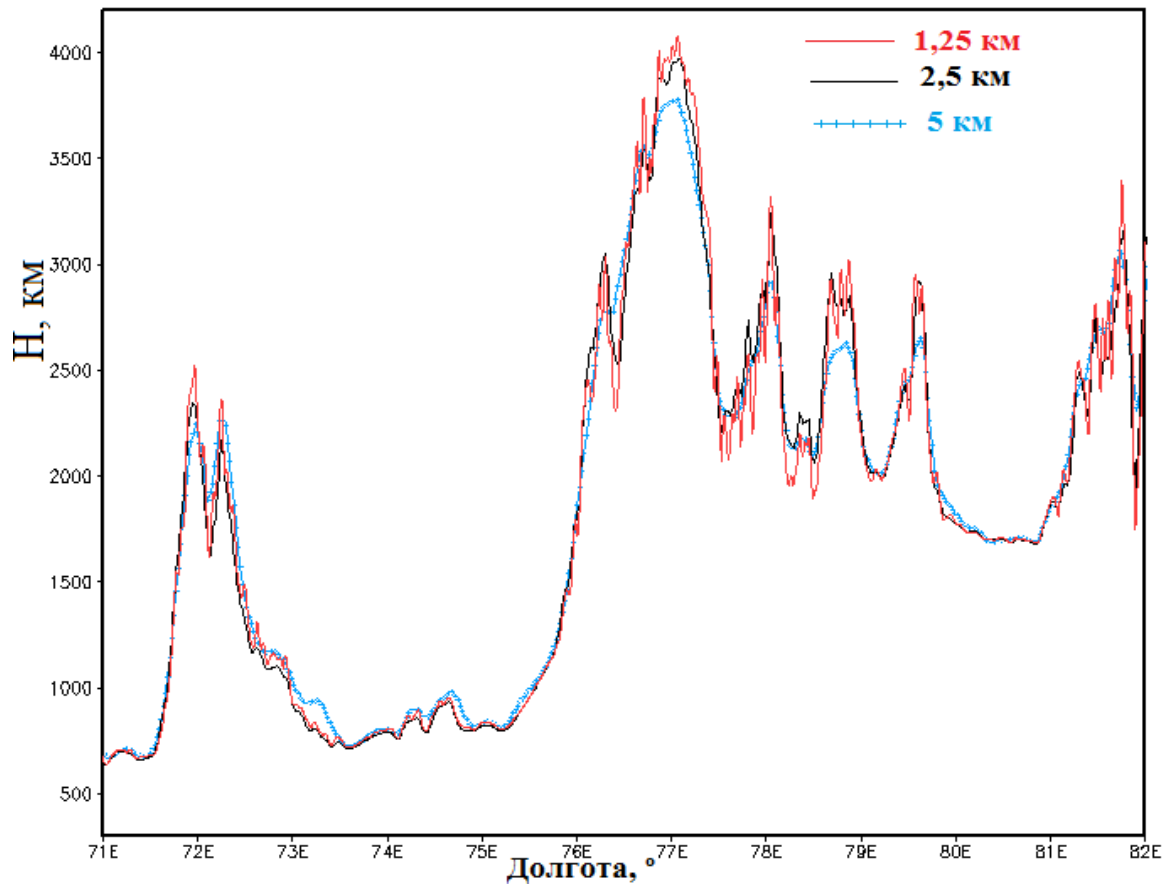


Рисунок 2.5 – Высота рельефа с разрешением геофизических данных 30" (≈ 900 м) при пространственных разрешениях модели: 5км, 2,5км, 1,25км

Для оценки качества моделирования метеорологических полей рассчитаны следующие ошибки:

$$\text{средняя абсолютная ошибка} \text{ — } \delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_{\text{п}} - X_{\text{ф}}|, \quad (2.1)$$

$$\text{средняя систематическая ошибка} \text{ — } \varepsilon = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{\text{п}} - X_{\text{ф}}), \quad (2.2)$$

$$\text{средняя квадратическая ошибка} \text{ — } \sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{\text{п}} - X_{\text{ф}})^2}, \quad (2.3)$$

где X_p – прогностические метеорологические поля;
 X_f – фактические метеорологические поля;
 N – количество прогнозов, участвующих в верификации .

В данной работе под средним значением принимается осредненное значение по результатам прогнозов.

Анализ полученных результатов, пример которых приведён на рисунке 2.6 и в таблицах 2.2, 2.3, позволяет говорить об улучшении прогноза при увеличении пространственного разрешения геофизических данных с 10' до 30".

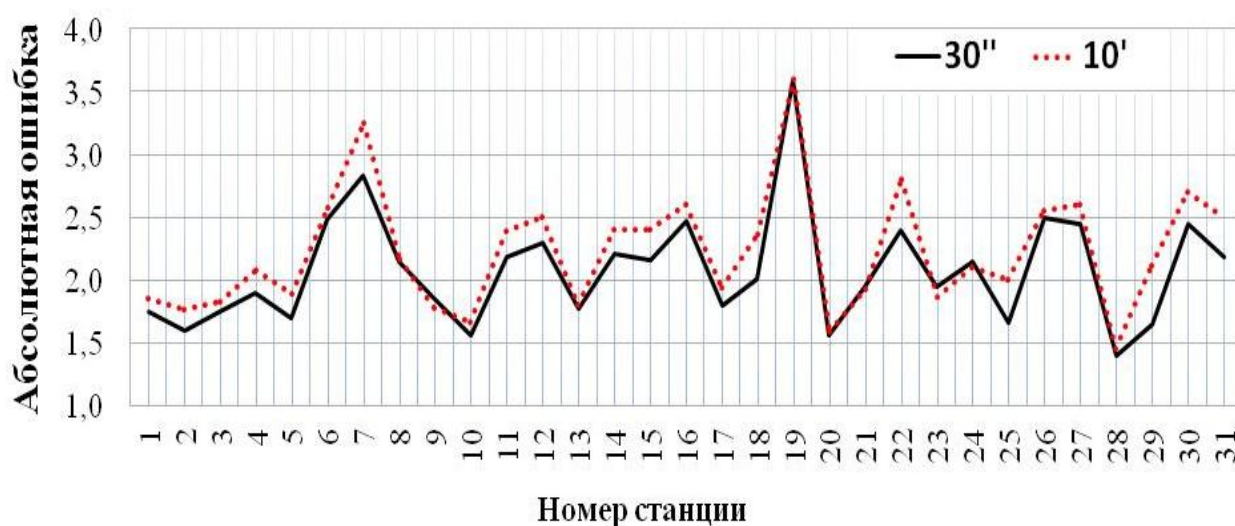


Рисунок 2.6 – Средние абсолютные ошибки моделирования температуры на уровне 2 метра за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

Таблица 2.2 - Средние значения ошибок прогноза давления [гПа] для геофизических данных с разрешением 10' и 30" за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

№ станции	Среднее значение давления, гПа	Средняя абсолютная (δ)		Средняя квадратическая (σ)		Средняя систематическая (ϵ)	
		10'	30"	10'	30"	10'	30"
1	897,04	0,90	0,80	1,30	1,20	0,50	0,40
2	865,32	3,80	3,20	3,80	3,20	3,80	3,20
3	917,91	1,30	1,30	1,10	1,20	1,30	1,30
4	902,14	1,10	1,20	1,10	1,10	1,10	1,20
5	869,76	0,90	1,00	1,20	1,20	-0,60	-0,80
6	849,77	3,80	3,70	4,90	4,00	-2,20	-2,60
7	698,96	0,80	0,80	0,90	0,90	0,80	0,80
8	927,70	1,30	1,10	1,70	1,60	0,60	0,30
9	901,88	4,00	4,00	4,60	4,00	3,00	2,90
10	835,87	4,20	4,20	4,30	4,20	-4,20	4,20
11	806,11	4,70	4,60	4,80	4,80	-4,70	-4,60
12	808,74	1,10	0,90	1,30	1,20	0,00	-0,10
13	944,83	0,90	0,90	1,20	1,20	0,20	0,20
14	924,55	2,30	2,20	2,40	2,30	2,20	2,10
15	929,33	1,30	1,30	1,10	1,20	1,30	1,30
16	922,44	1,10	1,10	1,40	1,60	-0,60	-0,80
17	899,75	1,20	1,20	1,10	1,10	1,20	1,20
18	843,51	0,70	0,80	0,90	0,90	0,70	0,80
19	788,67	1,60	1,60	1,30	1,30	1,60	1,60
20	687,00	0,60	0,50	0,80	0,70	-0,40	-0,30
21	784,77	1,60	1,60	3,30	3,30	1,60	1,60
22	915,72	2,10	2,10	2,30	2,30	2,00	2,00
23	879,91	1,10	1,10	1,10	1,00	1,10	1,10
24	835,63	1,40	1,40	2,40	1,60	1,80	1,60
25	839,58	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
26	825,14	4,70	3,80	1,80	3,80	-3,80	1,00
27	825,35	2,10	2,10	2,40	2,30	2,10	2,00
28	851,29	3,20	3,20	3,60	3,60	-2,80	-2,80
29	659,75	1,10	1,10	1,30	1,30	-1,10	-1,10
30	798,81	0,90	0,90	1,20	1,20	-0,10	-0,20
31	833,54	3,80	3,60	4,00	3,50	3,80	3,50

Таблица 2.3 – Средние значения ошибок прогноза скорости ветра [м/с] для геофизических данных с разрешением 10' и 30" за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

№ станции	Среднее значение скорости ветра, м/с	Средняя абсолютная (δ)		Средняя квадратическая (σ)		Средняя систематическая (ϵ)	
		10'	30"	10'	30"	10'	30"
1	1,8	2,8	2,2	3,3	2,7	2,6	2,0
2	0,8	3,4	2,9	1,8	1,7	3,4	2,9
3	2,4	3,6	3,4	9,9	3,2	0,8	0,5
4	2,0	2,0	1,6	2,7	2,1	1,3	0,7
5	0,5	3,3	2,3	4,0	3,1	3,3	2,2
6	0,9	3,8	2,9	2,0	1,7	3,8	2,9
7	0,6	3,4	2,8	3,9	3,2	3,3	2,6
8	1,3	3,1	2,4	3,8	2,9	3,1	2,3
9	0,2	1,8	1,8	2,4	2,3	1,6	1,7
10	0,9	3,3	2,8	3,7	3,4	3,2	2,8
11	0,4	3,8	3,7	4,5	4,3	3,8	3,7
12	1,2	2,6	2,3	3,2	2,9	2,3	1,9
13	1,4	2,4	2,4	2,9	2,8	1,8	1,8
14	1,6	2,1	1,7	2,6	2,2	1,6	1,3
15	1,6	2,7	2,2	1,6	1,5	2,7	2,2
16	1,7	2,7	3,0	3,4	3,9	1,8	2,4
17	0,8	3,5	3,6	4,0	4,0	3,3	3,3
18	1,0	3,5	3,0	4,1	3,5	3,2	2,7
19	1,5	3,6	3,2	1,9	1,8	3,6	3,2
20	1,9	2,8	2,9	3,2	3,6	2,0	2,5
21	0,1	3,0	2,2	3,7	2,7	3,0	2,2
22	0,8	3,9	4,0	6,3	6,5	2,8	3,0
23	1,0	3,0	3,2	3,6	3,9	2,6	2,8
24	4,1	3,0	2,4	4,1	3,5	0,1	-0,5
25	1,0	2,4	1,9	1,6	1,4	2,4	1,9
26	1,6	2,6	2,0	3,2	2,6	2,2	1,4
27	2,1	2,3	1,7	2,7	2,1	1,7	1,0
28	1,4	2,8	2,4	3,3	3,0	2,6	2,1
29	3,0	2,7	2,5	3,4	3,0	1,7	1,4
30	2,1	2,4	2,3	4,7	4,8	1,2	1,0
31	1,2	2,7	2,0	5,7	6,0	1,9	2,1

И это объяснимо: так как горизонтальное разрешение нашей сетки составляет 10 км, а 30" соответствует примерно 900 м. При использовании в численных экспериментах геофизических данных с разрешением 10' (соответствует примерно 18 км), что получается больше нашей сетки – 10км. Далее все численные эксперименты проводились с пространственным разрешением геофизических данных 30".

Были сопоставлены высоты рельефа из геофизических данных с разрешением 30" (≈ 900 м) и с фактическими высотами рельефа по реперным точкам, где разница достигала до 150 м в горных районах. Также была сопоставлена площадь озера Иссык-Куль из геофизических данных с разрешением 30" (≈ 900 м) и с фактической площадью, где практически совпали площади.

Как сказано выше, согласно схеме климатического районирования на территории Киргизии выделяют четыре климатических области. По каждой из этой области из КыргызГидроМета получена информация об осадках – дата выпадения и количество. Эта информация использовалась для верификации прогноза осадков.

Здесь представлены результаты верификации по климатическим районам Киргизии прогнозов от 37 начальных условий с заблаговременностью 24 часа. Численные эксперименты по оценке качества моделирования метеорологических полей и определения оптимального набора параметризаций проводились с привязкой к этим датам. В этой главе приведены результаты обработки данных 342 численных экспериментов по гидродинамическому моделированию процессов по всей территории Киргизии.

Для верификации модели использовались результаты наблюдения за осадками на 9 станциях из этих четырех районов. Метеорологические станции, наблюдения на которых использовались при верификации, представлены на рисунке 2.7 в виде звездочек на карте Киргизии. Результаты

прогноза по модели интерполировались из узлов модельной сетки в точки с координатами этих станций.



Рисунок 2.7 – Метеорологические станции, наблюдения на которых используются в верификации

2.1 Описание численных экспериментов по исследованию влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов на качество гидродинамического моделирования

Для адаптации модели WRF к территории со сложной орографией, на примере Киргизии, необходимо провести численные эксперименты по определению оптимального набора параметризаций физических процессов. Численные эксперименты по определению оптимального набора параметризаций физических процессов начали с оценки влияния разных схем параметризаций конвекции и микрофизических процессов на моделирование атмосферных процессов на территории со сложной орографией. Такой выбор параметризаций связан с описанной ранее важностью прогноза осадков.

Согласно проведённым исследованиям конвективные процессы и микрофизика облаков являются главными в прогнозе осадков.

В численных экспериментах по выбору оптимальной схемы параметризации конвекции и микрофизических процессов был использован стандартный набор параметризаций физических процессов WRF-ARW, где:

- длинноволновая радиация описывалась при помощи схемы Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) [96]. Сущность описания потоков состоит в спектральном коэффициенте поглощения $k(\nu)$, где ν – волновое число, изменяется в пространстве волнового числа крайне нерегулярно, поэтому не подходит для прямого определения представительных величин в какой-либо полосе. Ж. Э. Млавер и др. 1997 году в работе [96] отмечают, что перестановкой коэффициента в восходящем порядке его значений можно сделать его гладко меняющейся функцией в пространстве некоторой переменной g , т.е. построить монотонную гладкую функцию $k(g)$. Функцию g часто называют кумулятивной функцией вероятности. В пределах выбранной полосы поглощения она изменяется от 0 до 1, а $k(g)$ монотонно увеличивается с ростом g , достигая максимума при $g = 1$, т.е. точке $g = 1$ соответствует центр полосы поглощения в пространстве волновых чисел. Процедура отображения $\nu \rightarrow g$ рассматривается в работе Уэста и др. [97]. Эффект этого упорядочения состоит в перестановке последовательности членов в интеграле по волновым числам в уравнениях переноса излучения. Поэтому радиационный перенос в пространстве g может быть рассчитан как в монохроматических моделях;

- коротковолновая радиация при помощи схемы Дудья (Dudhia) [98]. При расчете нисходящей коротковолновой радиации учитывается влияние зенитного угла солнца, поглощающие и отражающие свойства облачности и водяного пара в безоблачной атмосфере. В каждом узле сетки задается доля облачности (от 0 до 1). Альбеда облачности и поглощение облачностью получаются билинейной интерполяцией значений, которые заданы таблично для разных значений косинуса зенитного угла солнца μ и $\ln(w / \mu)$, где w

[кг/м²] — влагозапас облачности в столбе. Ослабление радиации рассчитывается послойно по слоям сверху вниз в каждом узле сетки. Поглощение солнечной радиации водяным паром в безоблачной атмосфере рассчитывается по данным о зенитном угле Солнца μ и влагозапасе вышележащего столба воздуха. Зависимость поглощения радиации от влагозапаса воздуха взята из работы 1974 года А. Лациса и др. [99]. Рассеяние при безоблачной атмосфере принимается однородным и пропорциональным массе воздушного столба с поправкой на зенитный угол солнца;

– приземный слой при помощи схемы на основе теории подобия Мони́на-Обухова (МО) [100]. Основная идея заключается в использовании диабатических поправок к нейтральным профилям температуры, удельной влажности и скорости ветра. Уравнения, описывающие турбулентный перенос при нейтральной стратификации умножены на функции, зависящие только от параметра устойчивости ζ ($\zeta=z/L$), который характеризует стратификацию атмосферы (L – масштаб длины Мони́на-Обухова, z – высота расчётного уровня);

– процессы на поверхности и в почве при помощи схемы модели Noah [101]. Прогностическими переменными являются температура и влажность почвы, вода, перехваченная кроной растительности, и снег, накопленный на поверхности. В почве имеется 4 слоя, нижние границы которых находятся на глубине 0,1; 0,3; 0,6 и 1,0 м. Общая глубина рассматриваемого почвенного слоя составляет 2 м, а корневая система ограничивается верхним метровым слоем[102].

Перенос тепла в почве рассчитывается с помощью уравнения теплопроводности, в котором объемная теплоемкость и теплопроводность являются функциями объемной влажности и структуры почвы. Перенос влаги в почве рассчитывается с помощью уравнения переноса удельной влажности, в котором коэффициент диффузии и гидравлическая проводимость являются функциями влажности почвы. В источники и стоки входят осадки и

транспирация растительностью. На нижней границе почвенного слоя гидравлическая проводимость считается нулевой. Для описания поверхностного стока использована водобалансная двухрезервуарная модель Шааке и др.[103]. Поверхностный сток в ней определяется как избыток осадков, который не просочился в почву. Полное испарение с поверхности представляется в виде суммы трех составляющих: прямого испарения с верхнего слоя почвы, испарения воды, перехваченной кроной, и транспирации кроной и корневой системой.

Снег в модели представлен одним слоем. Воспроизводятся процессы его накопления, таяния, а также процессы теплообмена на границах с атмосферой и подстилающей поверхностью. Осадки считаются снегом, если температура нижнего атмосферного слоя ниже 0°C [102].

Морской лед подразделен на 4 слоя толщиной 0,75 м каждый, а его общая толщина считается равной 3 м. Предполагается, что на льду имеется снежный покров толщиной 0,1 м. Для описания переноса тепла в толще льда используется уравнение теплопроводности. На нижней границе льда фиксируется температура -2°C [102];

– пограничный слой при помощи схемы университета Ёнсей (YSU) [104]. Схема нелокальная и имеет первый порядок замыкания, то есть рассматриваются моменты лишь первого порядка. Эта схема является модификацией схемы MRF (Medium Range Forecast), описанной в статье [105]. Отличием от схемы MRF является добавленный слой вовлечения на верхней границе пограничного слоя. Вовлечение полагается пропорциональным потоку плавучести в приземном слое, что соответствует результатам прямого моделирования неустойчиво стратифицированного пограничного слоя. Это позволяет понизить рассчитываемую высоту пограничного слоя атмосферы, которая систематически завышалась в MRF.

–орографические волны при помощи схемы Кима-Аракавы [106]. Рассчитываются волновое сопротивление и глубина заблокированного слоя –

z_{blk} . Блокировка вероятна, если воздух имеет меньше кинетической энергии, чем потенциальный барьер горы. Задается критическое число Ричардсона $Ri_{crit}=0.25$ на уровне модели, соответствующего высоте z_{blk} . На каждом уровне рассчитывается значение потока вверх от z_{blk} . Если число Ричардсона $Ri_{min} < Ri_{crit}$, то происходит, обрушение (опрокидывание) волны.

Конвективные процессы

Параметризация конвекции продолжает быть одной из самых сложных направлений численного гидродинамического моделирования атмосферы и очень важной для прогноза осадков на территориях со сложной орографией.

Количество схем параметризации конвекции значительно. Например, схемы параметризации разрабатывали Куо, 1974 [107]; Аракава и Шуберт, 1974 [108]; Фрич и Чэппелл 1980[109], Беттс 1986[110]; Грегори и Раунтри 1990 [111]; Эмануэль 1991[112]; Грелл 1993[113] и многие из этих схем еще и модифицируют (например, Янич, 1994 [114]; Эмануэль и Зивкович-Ротман 1999 года [115]; Грелл и Дэвени 2002[116]; Бечтолд и др.2008[117]; Вагнер и Граф 2010 [118]; Йошимура и др. 2015 [119].

В данной главе рассмотрено влияние пяти разных схем параметризаций конвективных процессов на качество моделирования атмосферных процессов на территории Киргизии:

Схема Каина-Фритша

Основная особенность параметризации Каина-Фритша (KF) [120] заключается в рассмотрении единичного конвективного облака и в описании переносов всех характеристик атмосферы за счет восходящих и компенсирующих нисходящих потоков масс, где влияние конвекции происходит не только на температуру и влажность, но и на составляющие скорости ветра. Эта схема позволяет моделировать мелкую конвекцию – осадконеобразующие облака. А в старой схеме Каина-Фритша (OKF) мелкая конвекция не учитывалась при моделировании.

Схема KF основана на том, что параметризация конвекции удаляет 90% имевшейся первоначально конвективной доступной потенциальной энергии в процессе параметризации. Период релаксации (конвективного приспособления) составляет от 0,5 час до 1 час [102].

Схема Беттса-Миллера-Янича

В параметризации Беттса-Миллера-Янича (BMJ) [114] профили температуры и влажности подстраиваются к базовым профилям неустойчивого слоя после адиабатического расчета. Потенциальная энергия неустойчивости преобразуется не за 1 шаг по времени, а существует время релаксации около 1 часа. Суть параметризации состоит в отыскании реперных равновесных профилей, как для мелкой, так и для глубокой конвекции.

Ансамблевая схема Грелла-Дэвени

Грелла и Дэвени (GD) [116] предложили создать ансамбль параметризаций, в которых, во-первых, используются разные гипотезы статического и динамического контроля начала конвекции, во-вторых, внешние параметры, используемые в разных гипотезах, задаются несколькими значениями, определенными по той или иной методике плюс несколькими их возмущенными значениями.

В результате получают ансамбль параметризации, состоящий из нескольких подансамблей, которые можно применять так же, как ансамбль прогнозов: вычислять средние по ансамблю значения, рассчитывать статистику успешности каждого члена ансамбля и затем вычислять среднее значение, взвешенное по качеству каждого члена ансамбля, строить функцию плотности вероятности и определять наиболее вероятное значение[102].

Трёхмерная ансамблевая схема Грелла (G3D)

В этой схеме есть много общего со схемой Грелла и Дэвени. Основное отличие в том, что она учитывает эффекты опускания воздуха (компенсационное) в окрестностях кучевых облаков [102].

Параметризация микрофизических процессов

В исследовании использовались три параметризации с различной степенью учета гидрометеоров в жидкой и твердой фазах и микрофизических процессов:

а) Схема Кесслера (KS)

Это самая простая параметризация, изложенная в работе Кесслера [121] и учитывающая облака и осадки только в жидкой фазе. Облачность характеризуется только водностью, а осадки считаются распределенными в соответствии с формулой Маршалла-Пальмера [122].

В параметризации представлено три микрофизических процесса: автоконверсия (переход облачной воды в осадки после достижения некоторой пороговой водности облаков), аккреция (захват каплями падающих осадков капель облачности) и испарение выпадающих осадков [121].

б) Схема WSM3

Эта схема базируется на модифицированных параметризациях Ратледжа и Хоббса [123, 124] для облачности и осадков в смешанной фазе, предназначавшихся первоначально для региональной спектральной модели, поэтому названы сокращенно WSM (Water for Spectral Model). Цифра указывает количество гидрометеоров, включенных в параметризацию, причем в качестве гидрометеора рассматривается и водяной пар.

Параметризация WSM3 изложена в работе Хонга [124]. Она представляет собой существенную модификацию параметризации Дудья [126], которая, в свою очередь, является сильно упрощенной параметризацией Ратледжа и Хоббса. Основное упрощение в параметризации Дудья состоит в предположении о том, что при температуре $T \geq 0^\circ \text{C}$ облачность и осадки существуют только в жидкой фазе, а при $T < 0^\circ \text{C}$ исключительно в твердой фазе. При переходе через нулевую изотерму происходит мгновенное

замерзание/таяние гидрометеоров. Таким образом, в каждой точке области может существовать только 3 типа гидрометеоров:

при $T < 0^{\circ}\text{C}$: охлажденный пар, кристаллы льда, частицы снега;

при $T \geq 0^{\circ}\text{C}$: водяной пар, жидкие частицы облака, капли дождя.

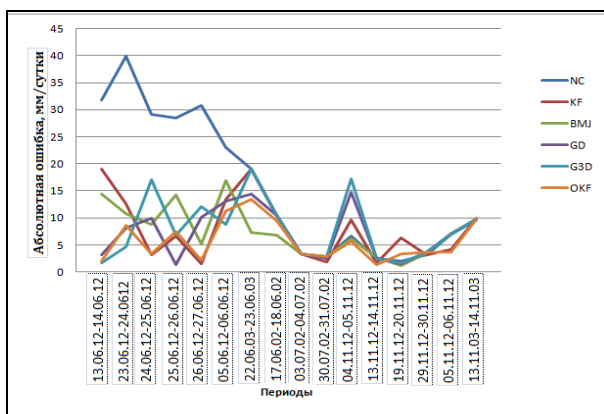
В параметризации WSM3 эта гипотеза сохранена (отсюда цифра 3). Учитывается аккреция облачного льда частицами снега и автоконверсия облачных кристаллов в частицы снега. Рост снега за счет отложения водяного пара или его сублимация производится по формулам из работы Ратледжа и Хоббса [123]. Переход облачной воды в осадки рассчитывается по формуле из работы Триполи и Коттона [127]. В параметризации учитываются также испарение жидких осадков, однородное замерзания и таяния частиц облаков и осадков[102].

в) Схема WSM6

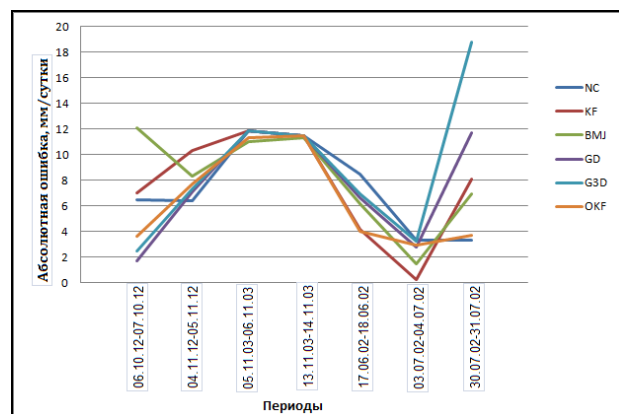
Описание параметризации WSM6 приведено в работе [128]. В этой параметризации снимаются ограничения на разделение фаз по нулевой изотерме. Предполагается существование смешанных фаз для облаков и осадков с добавлением процессов, присутствовавших в параметризации Ратледжа и Хоббса. Присутствует 6 типов гидрометеоров: водяной пар, жидкие облачные частицы, кристаллы льда, частицы дождя, снег и крупа.

2.2 Результаты численных экспериментов по исследованию влияния схем параметризации конвективных и микрофизических процессов

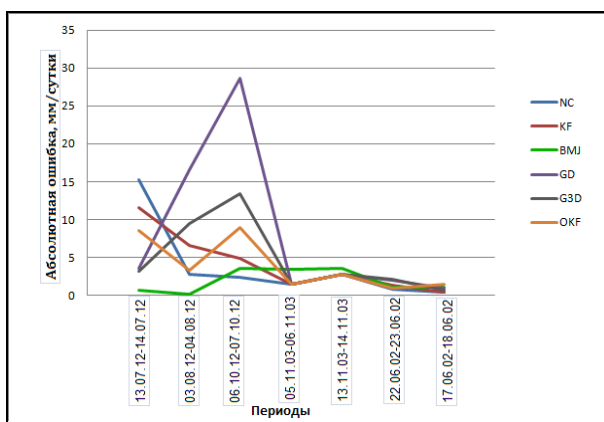
Сначала рассматривалось влияние параметризации конвекции на качество моделирования основных метеорологических величин. В представленном анализе рассматривается качество прогноза давления, температуры, скорости ветра и количества осадков. Результаты исследования представлены на рисунке 2.8 и в таблицах 2.4 , 2.5.



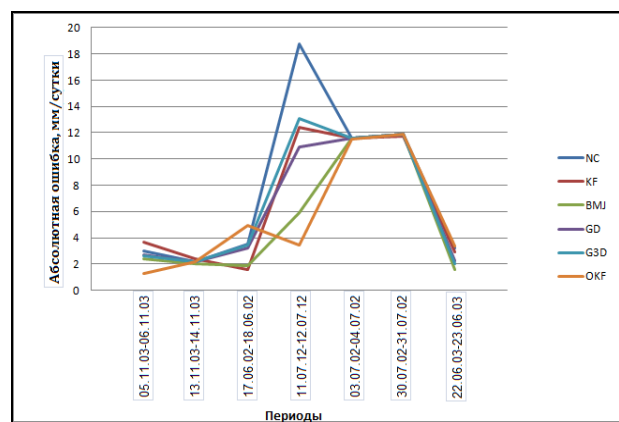
а) Юго-Западная Киргизия



б) Северная и Северо-Западная Киргизия



в) Северо-Восточная Киргизия



г) Внутренний Тянь-Шань

Рисунок 2.8 – Абсолютные ошибки прогнозов осадков по климатическим областям Киргизии в зависимости от схемы параметризации конвекции

Таблица 2.4 – Средние абсолютные (δ) ошибки прогнозов в ситуациях наличия осадков по климатическим областям Киргизии при использовании различных схем параметризации конвекции

Климатические области	Оцениваемая величина Хф	Среднее Хф	Схемы параметризации конвекции					
			$\delta(\text{NC})$	$\delta(\text{KF})$	$\delta(\text{BMJ})$	$\delta(\text{GD})$	$\delta(\text{G3D})$	$\delta(\text{OKF})$
Юго-Западная Киргизия	Температура, °C	17,4	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
	Давление, гПа	1019,22	1,73	1,70	1,80	1,80	1,80	1,70
	Скорость ветра, м/с	13,2	1,2	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
	Осадки, мм/12 часов	15,8	15,9	7,9	7,6	7,2	8,0	5,7
Северный и Северо-Западная Киргизия	Температура, °C	16,9	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1
	Давление, гПа	1022,51	1,21	1,21	1,21	1,21	1,21	1,21
	Скорость ветра, м/с	11,1	1,7	1,5	1,2	1,4	1,6	1,6
	Осадки, мм/12 часов	15,6	7,3	7,6	8,2	7,6	8,9	6,4
Северо-Восточная Киргизия	Температура, °C	17,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6
	Давление, гПа	1020,92	2,41	2,41	2,51	2,41	2,41	2,31
	Скорость ветра, м/с	9,18	2,1	2,1	2,0	2,1	2,2	2,0
	Осадки, мм/12 часов	11,7	3,7	4,1	2,0	8,0	4,7	2,9
Внутренний Тянь-Шань	Температура, °C	20,1	1,7	1,9	2,0	1,9	1,9	1,7
	Давление, гПа	1018,19	0,71	0,71	0,81	0,71	0,71	0,71
	Скорость ветра, м/с	12,4	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
	Осадки, мм/12 часов	9,8	7,7	6,6	5,3	6,4	6,7	5,3

Таблица 2.5 – Средние квадратические (σ) ошибки прогнозов в ситуациях наличия осадков по климатическим областям Киргизии при использовании различных схем параметризации конвекции

Климатические области	Оцениваемая величина Xф	Среднее квадратическое отклонение Xф	Ошибки моделирования (σ) с использованием разных схем параметризации конвекции					
			NC	KF	BMJ	GD	G3D	OKF
Юго-Западная Киргизия	Температура, °C	7,6	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	Давление, гПа	7,06	0,99	1,05	0,99	1,00	1,00	0,98
	Скорость ветра, м/с	9,5	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	Осадки, мм/12 часов	12,3	17,4	17,6	16,0	18,5	6,3	5,0
Северный и Северо-Западная Киргизия	Температура, °C	5,5	0,9	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8
	Давление, гПа	4,30	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Скорость ветра, м/с	4,0	2,3	1,8	1,3	1,5	2,0	2,0
	Осадки, мм/12 часов	9,7	3,5	4,2	3,7	4,3	5,7	2,8
Северо-Восточная Киргизия	Температура, °C	4,9	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
	Давление, гПа	5,80	1,85	1,85	1,86	1,82	1,83	1,80
	Скорость ветра, м/с	3,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,7
	Осадки, мм/12 часов	8,6	5,1	3,8	1,5	10,5	4,7	3,2
Внутренний Тянь-Шань	Температура, °C	5,9	0,9	1,0	1,1	1,0	1,0	0,9
	Давление, гПа	3,89	0,91	0,95	0,89	0,90	0,99	0,90
	Скорость ветра, м/с	6,8	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
	Осадки, мм/12 часов	5,9	6,4	5,0	4,6	4,8	5,2	4,4

Из анализа результатов численных экспериментов по климатической области Юго-Западная Киргизия (таблицы 2.4, 2.5), следует, что:

– качество моделирования температуры на уровне 2 м не зависит от схемы параметризации конвекции и средняя абсолютная ошибка температуры составляет $1,6^{\circ}\text{C}$, средняя квадратическая ошибка – $0,9^{\circ}\text{C}$;

– для прогноза давления лучшими схемами являются старая (OKF) и новая (KF) схема Каина-Фритша, где средняя абсолютная ошибка прогноза давления – $1,70$ гПа, средняя квадратическая ошибка – $0,98$ гПа;

– качество моделирования скорости ветра на уровне 10 м не зависит от схемы параметризации конвекции, где средняя абсолютная ошибка моделирования скорости ветра – $1,1$ м/с и средняя квадратическая ошибка моделирования скорости ветра – $0,9$ м/с, но при моделировании без параметризации конвекции (NC) ошибка моделирования скорости ветра несколько больше и достигает $1,2$ м/с. Это отличие незначимо;

– при моделировании без параметризации конвекции (NC) средняя абсолютная ошибка и средняя квадратическая ошибка прогноза осадков максимальна – $15,9$ мм/12 часов, $17,6$ мм/12 часов. Лучший результат даёт использование старой схемы Каина-Фритша (OKF), где средняя абсолютная и средняя квадратическая ошибка прогноза осадков – $5,7$ мм/12 часов, $5,0$ мм/12 часов. Также по абсолютной ошибке (рисунок 2.8.а), лучшей схемой является старая схема Каина-Фритша (OKF), где абсолютная ошибка прогноза осадков колеблется от $1,4$ мм/сутки до $13,4$ мм/сутки. При отсутствии параметризации конвекции получается худший прогноз, где абсолютная ошибка меняется от $2,0$ мм/сутки до $39,9$ мм/сутки.

По результатам численных экспериментов в климатической области Северная и Северо-Западная Киргизия (таблицы 2.4, 2.5) выявлено, что:

– для прогноза температуры на уровне 2 м лучшими схемами являются старая (OKF) и новая (KF) схема Каина-Фритша, схема Грелла-Девени (GD), где средняя абсолютная и средняя квадратическая ошибка прогноза температуры – $1,1^{\circ}\text{C}$, $0,8^{\circ}\text{C}$;

– качество моделирования давления не зависит от схемы параметризации конвекции, где средняя абсолютная и средняя квадратическая ошибка моделирования давления – 1,21 гПа, 1,00 гПа;

– для моделирования скорости ветра на уровне 10 м лучшей схемой является схема Беттса-Миллера-Янича (BMJ), где средняя абсолютная и средняя квадратическая ошибка моделирования скорости ветра – 1,2 м/с, 1,3 м/с, а худшей результат получаем при моделировании без параметризации конвекции (NC) ошибка моделирования скорости ветра достигает 1,7 м/с;

– при прогнозе количества осадков лучший результат даёт использование старой схемы Каина-Фритша (OKF), где средняя абсолютная и средняя квадратическая ошибка прогноза осадков – 6,4 мм/12 часов, 2,8 мм/12 часов. Также по абсолютной ошибке (рисунок 2.8.б), лучшей схемой является старая схема Каина-Фритша (OKF), где абсолютная ошибка колеблется от минимума 2,9 мм/сутки до максимума 11,5 мм/сутки. Худшей схемой является ансамблевая схема Грелла (G3D), где минимум – 2,5 мм/сутки и максимум – 18,8 мм/сутки.

Из анализа численных экспериментов в климатической области Северо-Восточная Киргизия выявлено, что по абсолютным ошибкам прогноза осадков (рисунок 2.8 в) лучшей схемой является схема Беттса-Миллера-Янича (BMJ), где абсолютная ошибка колеблется от минимума 0,2 мм/сутки до максимума 3,6 мм/сутки. А как худшая схема проявляется ансамблевая схема Грелла-Девени (GD), где абсолютная ошибка меняется от минимума 0,9 мм/сутки до максимума 28,7 мм/сутки. Схема Беттса-Миллера-Янича (BMJ) дает лучший результат по прогнозу осадков со средней абсолютной ошибкой 2,0 мм/12 часов (таблица 2.4) и со средней квадратической ошибкой 1,5 мм/12 часов, но дает худший прогноз давления со средней абсолютной ошибкой 2,51 гПа и со средней квадратической ошибкой 1,86 гПа (таблица 2.5). В этой климатической области старая схема Каина-Фритша (OKF) дает лучший результат по прогнозу давления со средней абсолютной ошибкой 2,31 гПа

(таблица 2.4) и по прогнозу осадков показывает неплохой результат со средней абсолютной ошибкой 2,9 мм/12 часов.

Анализ численных экспериментов по климатической области Внутренний Тянь-Шань показывает, что для прогноза давления, температуры, скорости ветра и количества осадков (таблица 2.4) лучшей схемой является старая схема Каина-Фритша (OKF), где средние абсолютные ошибки прогноза: температуры на уровне 2 м – 1,7°C; давления – 0,71 гПа; скорости ветра на уровне 10 м – 2,0 м/с; количества осадков – 5,3 мм/12 часов.

Если рассматривать всю территорию Киргизии в целом, то лучшую оправдываемость прогнозов метеорологических полей обеспечивает использование старой схемы Каина-Фритша (OKF) (таблицы 2.4 и 2.5). Это объясняется тем, что в схеме Каина-Фритша использован метод потоков масс, где описывается перенос всех характеристик атмосферы за счет восходящих и компенсирующих нисходящих потоков, что позволяет хорошо описать не только свободную и термическую конвекцию, но и динамическую конвекцию. Динамическая конвекция возникает из-за влияния орографии, что для территории со сложным рельефом (в Киргизии 94% территории занимают горы с высотой около 3000 м над уровнем моря) очень важно. В этой параметризации учитывается влияние конвекции не только на температуру и влажность, но и на составляющие скорости ветра, что очень важно при прогнозе в районе со сложной орографией. А также рассматривается эволюция процессов во времени.

После того как определили оптимальную схему параметризации конвекции в каждой климатической области и в целом для территории Киргизии, были проведены численные эксперименты для определения наилучшей схемы параметризации микрофизических процессов. В численных экспериментах используется оптимальная схема параметризации конвекции для территории Киргизии – схема Каина-Фритша (OKF). Результаты численных экспериментов приведены на рисунке 2.9 и в таблицах 2.6, 2.7.

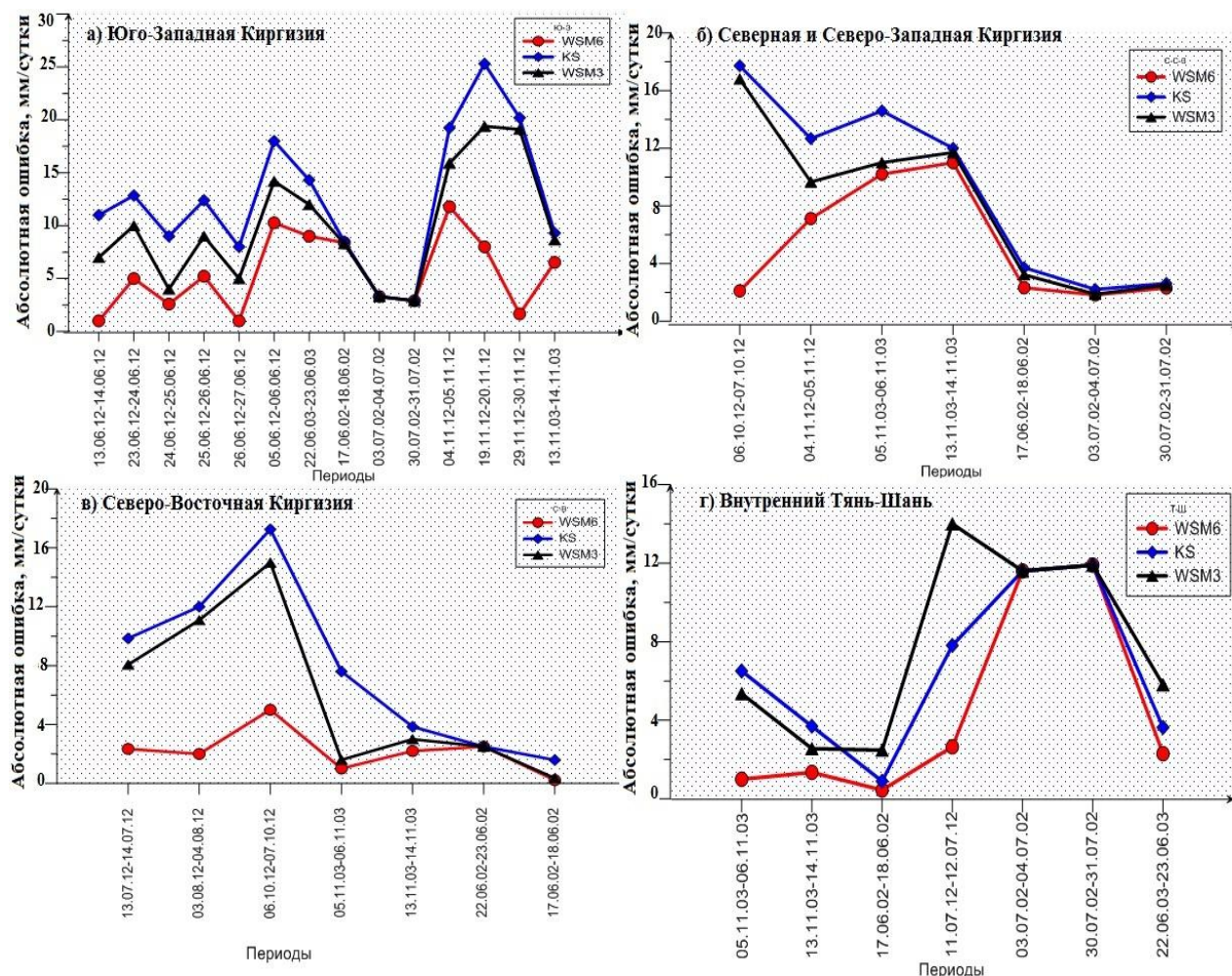


Рисунок 2.9 – Абсолютные ошибки прогнозов осадков по климатическим областям Киргизии при разных схемах микрофизики

Из анализа численных экспериментов по климатической области Юго-Западная Киргизия (рисунок 2.9а) выявлено, что по абсолютным ошибкам прогноза осадков лучшей схемой является схема WSM6, где абсолютная ошибка колеблется от минимума 1,0 мм/сутки до максимума 1,4 мм/сутки. При использовании схемы Кесслера (KS) получается худший прогноз, где абсолютная ошибка меняется от минимума 2,9 мм/сутки до максимума 25,3 мм/сутки. Также по средней абсолютной ошибке (таблица 2.6) худший прогноз по схеме Кесслера (KS) – средняя абсолютная ошибка 12.8 мм/12 часов.

Таблица 2.6 –Средние абсолютные (δ) ошибки прогнозов в ситуациях наличия осадков по климатическим областям Киргизии при использовании разных схем параметризации микрофизики

Климатические области	Оцениваемая величина	Среднее значение Хф	Схемы микрофизики		
			$\delta(KS)$	$\delta(WSM3)$	$\delta(WSM6)$
Юго-Западная Киргизия	Температура, °C	17,4	2,2	1,8	1,6
	Давление, гПа	1019,22	1,93	2,01	1,70
	Скорость ветра, м/с	13,2	1,5	2,1	1,1
	Осадки, мм/12 часов	15,8	12,8	10,8	5,7
Северный и Северо-Западная Киргизия	Температура, °C	16,9	1,6	1,7	1,1
	Давление, гПа	1022,51	1,90	1,61	1,21
	Скорость ветра, м/с	11,1	1,8	2,0	1,6
	Осадки, мм/12 часов	15,6	9,4	8,1	6,4
Северо-Восточная Киргизия	Температура, °C	17,5	0,8	0,7	0,6
	Давление, гПа	1020,92	2,41	2,51	2,31
	Скорость ветра, м/с	9,18	2,4	2,5	2,0
	Осадки, мм/12 часов	11,7	7,8	6,3	2,9
Внутренний Тянь-Шань	Температура, °C	20,1	1,8	1,8	1,7
	Давление, гПа	1018,19	0,89	0,77	0,71
	Скорость ветра, м/с	12,4	2,1	2,4	2,0
	Осадки, мм/12 часов	9,8	6,6	7,7	5,3

По средним абсолютным ошибкам (таблица 2.6) лучший результат даёт использование схемы WSM6, где средняя абсолютная ошибка прогноза осадков составляет 5,7 мм/12 часов, средние абсолютные ошибки прогнозов температуры, давления, скорости ветра составляют 1,6°C, 1,70 гПа и 1,1 м/с, соответственно.

По результатам численных экспериментов в климатической области Северная и Северо-Западная Киргизия выявлено, что по абсолютным

Таблица 2.7 – Средние квадратические (σ) ошибки прогнозов в ситуациях наличия осадков по климатическим областям Киргизии при использовании разных схем параметризации микрофизики

Климатические области	Оцениваемая величина Xф	Среднее квадратическое отклонение Xф	Схемы микрофизики		
			$\sigma(KS)$	$\sigma(WSM3)$	$\sigma(WSM6)$
Юго-Западная Киргизия	Температура, °C	7,6	1,0	1,2	0,9
	Давление, гПа	7,06	1,47	1,44	0,98
	Скорость ветра, м/с	9,5	1,1	1,4	0,9
	Осадки, мм/12 часов	12,3	6,4	5,9	5,0
Северный и Северо-Западная Киргизия	Температура, °C	5,5	1,5	1,1	0,8
	Давление, гПа	4,30	2,13	1,59	0,97
	Скорость ветра, м/с	4,0	2,1	2,5	2,0
	Осадки, мм/12 часов	9,7	6,3	5,3	3,8
Северо-Восточная Киргизия	Температура, °C	4,9	0,4	0,5	0,3
	Давление, гПа	5,80	2,28	2,24	1,88
	Скорость ветра, м/с	3,8	1,8	1,8	1,7
	Осадки, мм/12 часов	8,6	5,6	4,2	3,2
Внутренний Тянь-Шань	Температура, °C	5,9	0,9	1,6	0,9
	Давление, гПа	3,89	0,98	0,96	0,90
	Скорость ветра, м/с	6,8	3,1	2,9	2,8
	Осадки, мм/12 часов	5,9	4,9	4,5	4,4

ошибкам прогноза осадков (рисунок 2.9б) худшей схемой является схема Кесслера (KS), где абсолютная ошибка колеблется от минимума 2,2 мм/сутки до максимума 17,7 мм/сутки. Лучшей схемой является схема WSM6, где минимум – 1,8 мм/сутки и максимум – 10,2 мм/сутки (рисунок 2.9 б) со средними абсолютными ошибками прогноза осадков – 6,4 мм/12 часов, давления – 1,21 гПа, температуры – 1,1°C и скорости ветра – 1,6 м/с (таблица 2.6) и со средними квадратическими ошибками прогноза осадков – 3,8 мм/12 часов, давления – 0,97 гПа, температуры – 0,8°C и скорости ветра – 2,0 м/с (таблица 2.7)

Из совместного анализа результатов численных экспериментов по климатической области Северо-Восточная Киргизия (рисунок 2.9 в) можно

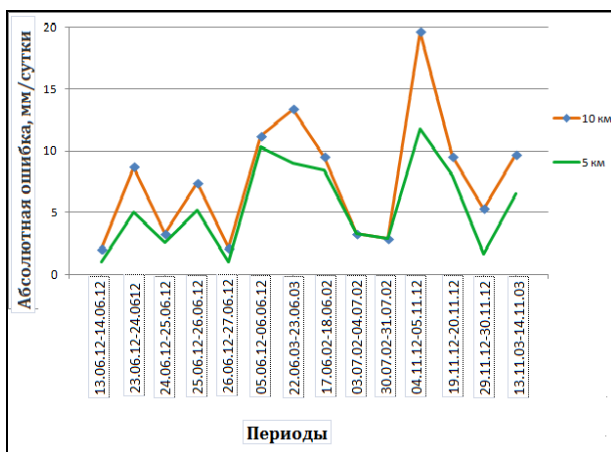
сделать вывод – прогноз со схемой WSM6 показывает хорошую оправдываемость прогноза осадков с абсолютными ошибками от 2,3 мм/сутки до 0,2 мм/сутки, давления – 2,31 гПа, температуры – 0,6°C и скорости ветра – 2,0 м/с (таблица 2.6).

Анализ численных экспериментов по климатической области Внутренний Тянь-Шань показывает, что и по абсолютным ошибкам прогноза осадков (рисунок 2.9 г) и по средним абсолютным ошибкам (таблица. 2.6) и по средним квадратическим ошибкам (таблица. 2.7) лучшей схемой является схема WSM6, где абсолютная ошибка колеблется от минимума 0.4 мм/сутки до максимума 11.9 мм/сутки. Худшая схема – схема Кесслера (KS), где абсолютная ошибка меняется от минимума 0.9 мм/сутки до максимума 11.9 мм/сутки. Лучшей схемой является схема WSM6 со средними абсолютными ошибками прогноза осадков – 5,3 мм/12 часов, давления – 0,71 гПа, температуры – 1,7°C и скорости ветра – 2,0 м/с (таблица 2.6).

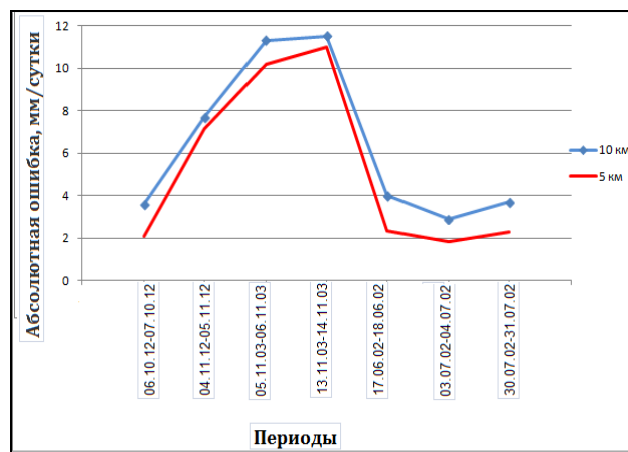
В целом по всем климатическим областям самой лучшей схемой является схема WSM6.

С целью повышения качества моделирования атмосферных процессов были проведены численные эксперименты по гидродинамическому моделированию атмосферных процессов по всей территории Киргизии с увеличением горизонтального разрешения (уменьшением шага) до 5 км и с увеличением количество узлов до 284 с запад на восток и до 140 узлов с юга на север, шаг по времени 30 секунд. Конвекция описывалась при помощи ранее выбранной оптимальной схемой параметризации конвекции для всей территории Киргизии – схемы Каина-Фритша, микрофизические процессы – схемы WSM6. Остальные процессы параметризовались по схемам описанным ранее.

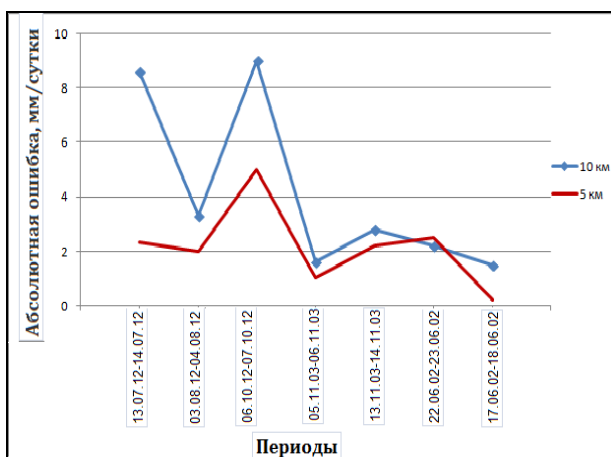
Результаты численного эксперимента приведены на рисунке 2.10 и в таблице 2.8



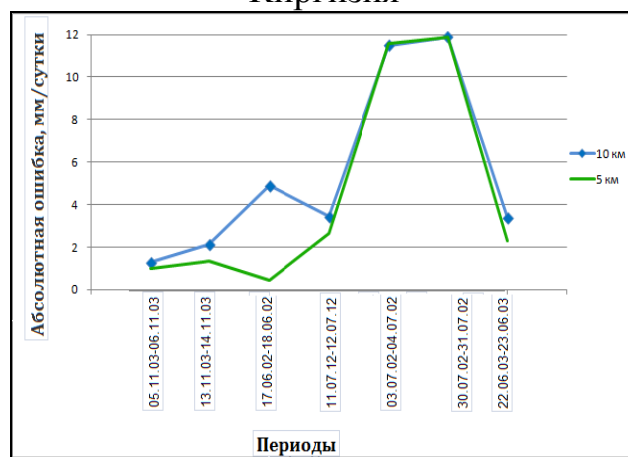
а) Юго-Западная Киргизия



б) Северная и Северо-Западная Киргизия



в) Северо-Восточная Киргизия



г) Внутренний Тянь-Шань

Рисунок 2.10 – Абсолютные ошибки прогнозов осадков по климатическим областям Киргизии в зависимости от пространственного разрешения

Таблица 2.8 – Средние абсолютные (δ), средние квадратические (σ) ошибки прогнозов в ситуациях наличия осадков при разном разрешении модели

Климатические области	Оцениваемая величина X_f	Среднее значение X_f ($X_{f_{cp}}$) и среднее квадратическое отклонение X_f (σ_f)		Ошибки (δ и σ) при разных шагах модели по горизонтали			
				10 км		5 км	
		$X_{f_{cp}}$	σ_f	δ	σ	δ	σ
Юго-Западная Киргизия	Температура, °C	17,4	7,6	1,6	0,9	1,4	0,7
	Давление, гПа	1019,22	7,06	1,70	0,98	1,60	0,93
	Скорость ветра, м/с	13,2	9,5	1,1	0,9	1,1	0,7
	Осадки, мм/сутки	15,8	12,3	5,7	5,0	5,4	3,6
Северный и Северо-Западная Киргизия	Температура, °C	16,9	5,5	1,1	0,8	1,0	0,4
	Давление, гПа	1022,51	4,30	1,21	0,97	0,59	1,16
	Скорость ветра, м/с	11,1	4,0	1,6	2,0	1,4	1,0
	Осадки, мм/сутки	15,6	9,7	6,4	3,8	5,2	1,5
Северо-Восточная Киргизия	Температура, °C	17,5	4,9	0,6	0,3	0,5	0,2
	Давление, гПа	1020,92	5,80	2,31	1,88	2,24	0,58
	Скорость ветра, м/с	9,18	3,8	2,0	1,7	1,6	0,8
	Осадки, мм/сутки	11,7	8,6	2,9	3,2	2,1	3,0
Внутренний Тянь-Шань	Температура, °C	20,1	5,9	1,7	0,9	1,5	0,7
	Давление, гПа	1018,19	3,89	0,71	0,90	0,56	0,57
	Скорость ветра, м/с	12,4	6,8	2,0	2,8	1,9	2,7
	Осадки, мм/сутки	9,8	5,9	5,3	4,4	4,4	4,0

Анализируя результаты численных экспериментов, приведенных на рисунке 2.10 и в таблице 2.8, и сравнивая с ранее описанными результатами при худшем разрешении модели, можно сделать вывод о том, что наблюдается уменьшение абсолютной ошибки и средней абсолютной, средней квадратической ошибки по всем климатическим областям Киргизии. Отсюда следует, что с увеличением горизонтального разрешения от 10 км до 5 км наблюдается улучшение качества моделирования метеорологических полей.

Стоит отметить, что уменьшение шага по горизонтали с 10 км до 5 км увеличило время вычисления прогноза. Прогноз с заблаговременностью 24 часов занял:

- для пространственного разрешения 10 км — 1 час 40 минут;
- для пространственного разрешения 5 км — 3 часа 50 минут;

При увеличении разрешения в два раза расчётное время увеличилось в 2.5 раза. Так как разрабатываемая система гидродинамического прогноза предполагается для использования в оперативной практике КыргызГидроМета, то увеличение времени прогноза имеет большое значение.

Были проведены численные эксперименты с вложенными сетками: 45 км, 15 км, 5 км (рисунок 2.11).

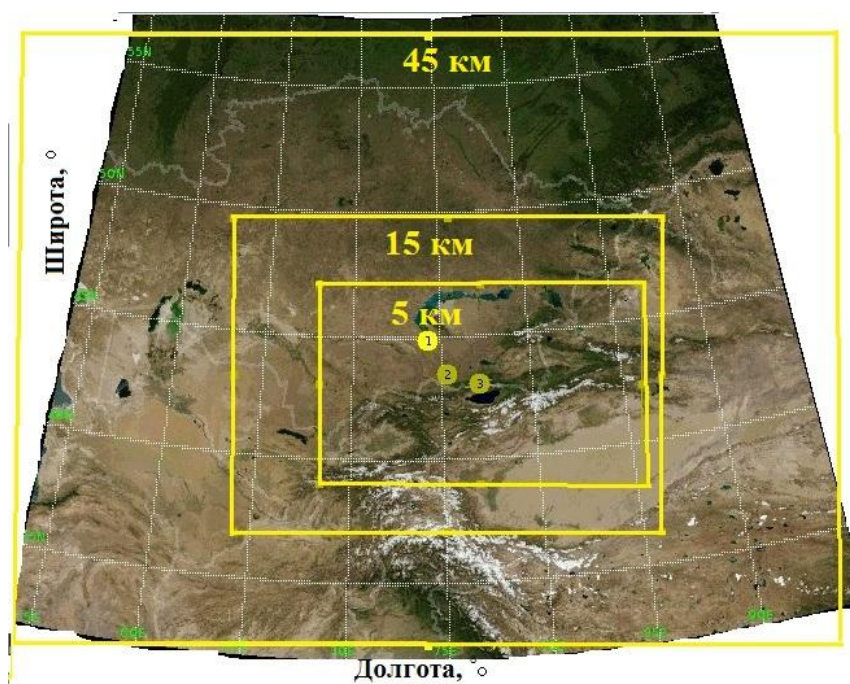


Рисунок 2.11 – Область моделирования с вложенными сетками: 45км, 15км, 5км

Результаты численных экспериментов с вложенными сетками представлены на рисунках 2.12 и 2.13.

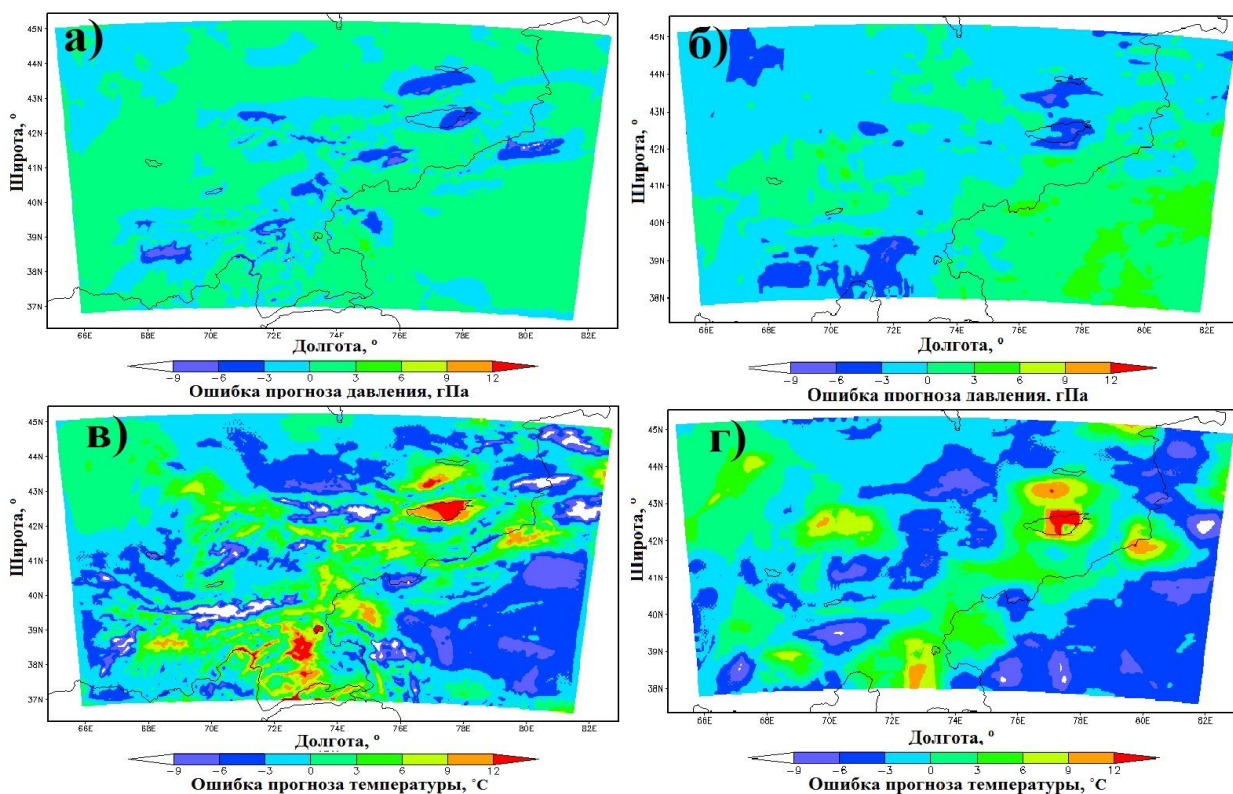


Рисунок 2.12 – Ошибки моделирования давления: а) 5 км, б) на вложенных (45км, 15км, 5км); ошибки моделирования температуры на уровне 2 м: в) 5 км, г) на вложенных (45км, 15км, 5км) с заблаговременностью 24 часов

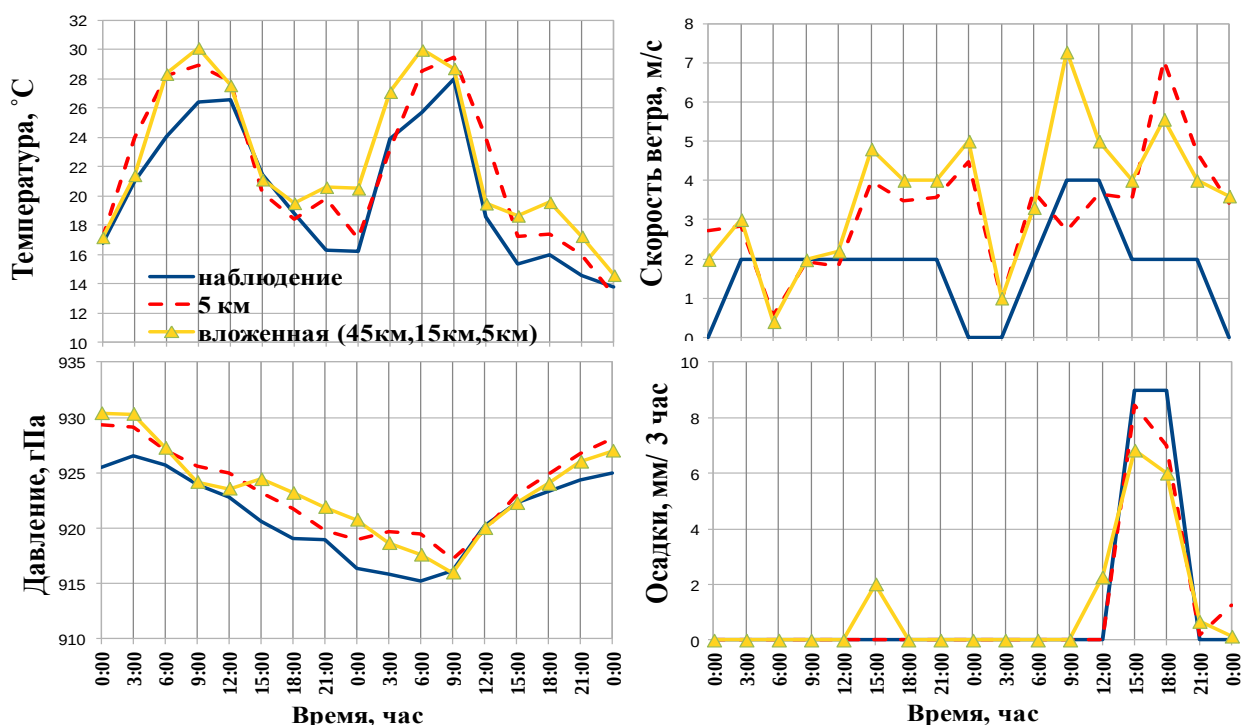


Рисунок 2.13 – Прогноз давления, температуры на уровне 2 м, скорости ветра, осадков на сетке 5 км и на сетке с вложенными сетками (45км, 15км, 5км) с заблаговременностью 48 часов

Из анализа полученных результатов (рисунки 2.12 и 2.13) видно, что наблюдаются незначительные отличия при прогнозе основных метеорологических величин, но стоит отметить, что в численных экспериментах с вложенными сетками (45км, 15км, 5км) увеличилась время вычисления прогноза. Прогноз с заблаговременностью 48 часов занял:

- для пространственного разрешения 5 км — 6 час;
- с вложенными сетками (45км, 15км, 5км) — 8 часа 20 минут;

Как уже упоминалась выше, разрабатываемая система гидродинамического прогноза предполагается для использования в оперативной практике КыргызГидроМета и увеличение времени прогноза имеет большое значение. В дальнейших экспериментах используется сетка с разрешением 5 км без вложенных сеток, поскольку наблюдается не значительное отличие при прогнозе основных метеорологических величин с вложенными сетками и без. В дальнейшем планируется использование технологии вложенных сеток.

Были проведены численные эксперименты по исследованию влияния количества вертикальных уровней. На рисунке 2.14 приведено схематическое распределение уровней в ППС и свободной атмосфере (35 и 20 уровней по вертикали).

Результаты численных экспериментов представлены на рисунке 2.15. Видно, что наблюдается улучшение прогнозов основных метеорологических величин при увеличении вертикальных уровней с 20 до 35.

Далее в численных экспериментах используется 35 уровней по вертикали.



Рисунок 2.14 – Вертикальные уровни: а) 35 уровней, б) 20 уровней

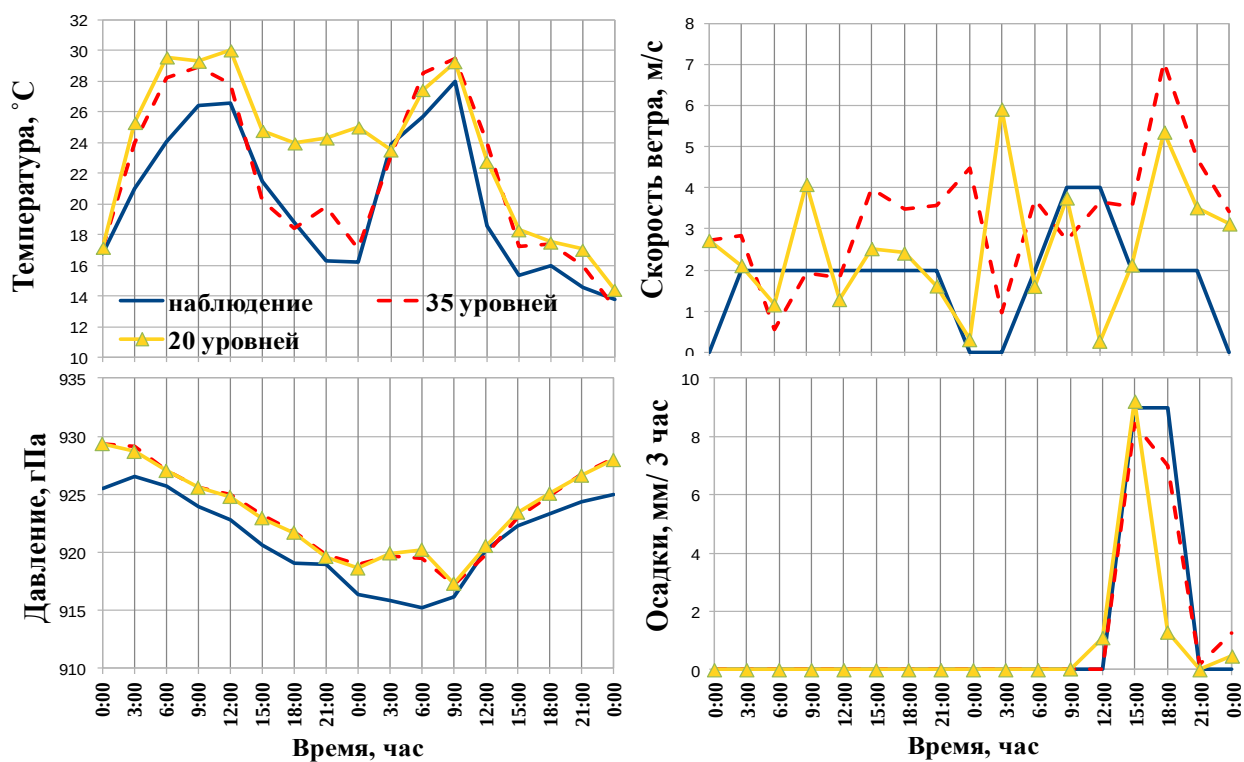


Рисунок 2.15 – Прогноз давления, температуры на уровне 2 м, скорости ветра, осадков с заблаговременностью 48 часов с вертикальными уровнями 35 и 20

Выводы из главы

После анализа результатов численных экспериментов можно сделать выводы о том, что в целом для всей территории Киргизии схема параметризации конвекции Каина-Фритша (OKF) обеспечивает хорошее качество моделирования атмосферных процессов.

Для всей территории Киргизии схема WSM6 является наилучшей схемой параметризации микрофизических процессов для гидродинамического моделирования атмосферных процессов.

Следует отметить, что с увеличением горизонтального разрешения до 5 км достигнуто улучшение качества моделирования атмосферных процессов по всем климатическим областям, но время, затрачиваемое на прогноз при имеющейся в Гидрометслужбе Киргизии вычислительной технике, достигло критического значения.

3. Оценка влияний комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов

3.1 Описание численных экспериментов по оценке влияния комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов

Так как в атмосфере существуют очень сложные прямые и обратные связи между всеми процессами, то и параметризации должны эти связи описывать оптимальным образом. Параметризации всех физических процессов в гидродинамической модели атмосферы, как и процессы в атмосфере, взаимодействуют между собой, но описать эти сложные связи удаётся не всегда. Использование определённой схемы параметризации может давать хорошие результаты для прогноза одной метеорологической величины и ухудшать другие прогнозы. Поэтому и исследовались комбинации параметризаций физических процессов.

Для исследования влияния комбинаций параметризаций физических процессов – конвекции, микрофизики облаков, длинноволновой и коротковолновой радиации, приземного и пограничного слоя атмосферы, процессов на подстилающей поверхности – анализируются результаты 232 численных экспериментов с заблаговременностью 24 часа. Рассматривались следующие параметризации:

- Микрофизика облаков при помощи схем Лина (Lin) [129] и WSM6 [128];
- Длинноволновая радиация при помощи схем Млоуера Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)[96] и модифицированной RRTMG[130];
- Коротковолновая радиация при помощи схем Дудья (Dudhia)[98] и RRTMG [130];

- Приземный слой при помощи схем MM5[131], на основе теории подобия Монина-Обухова (МО)[100] и QNSE[132];
- Процессы на поверхности и в почве при помощи параметризации Noah [101];
- Пограничный слой при помощи схем университета Ёнсей (YSU) [104], Меллора-Ямады-Янича (MYJ) [133], Quasi-normal Scale Elimination (QNSE)[132], Бужо-Лакаре (BL) [134];
- Конвекция при помощи схем Каина-Фритша (KF) [120], ансамблевой схемы Грелла (GR) [116].

В скобках указано обозначение, которое будет использовано в дальнейшем для обозначения конкретной схемы.

В численных экспериментах было использовано 8 различных комбинаций параметризаций физических процессов, которые представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Комбинации параметризаций физических процессов, используемые в работе

№ комбинаций	Схемы параметризации						
	Микро-физических процессов	Длинно-волновой радиации	Коротко-волновой радиации	Приземного слоя	Почвы	Пограничного слоя	Конвекции
1	WSM6	RRTM	Dudhia	MM5	Noah	YSU	Нет
2	Lin	RRTM	Dudhia	MO	Noah	MYJ	KF
3	Lin	RRTM	Dudhia	QNSE	Noah	QNSE	KF
4	Lin	RRTMG	RRTMG	MO	Noah	MYJ	KF
5	Lin	RRTMG	RRTMG	MO	Noah	BL	GR
6	WSM6	RRTM	Dudhia	MO	Noah	MYJ	GR
7	WSM6	RRTMG	RRTMG	MO	Noah	BL	KF
8	WSM6	RRTMG	RRTMG	QNSE	Noah	QNSE	KF

Для оценки качества моделирования метеорологических полей были рассчитаны описанные ранее ошибки прогнозов (2.1) – (2.3)

средняя абсолютная (δ),

средняя систематическая (ϵ),

средняя квадратическая (σ),

а также коэффициент корреляции (r) между прогностическими и фактическими полями метеорологических величин

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{\text{ф}} - \overline{X_{\text{ф}}}) (X_{\text{п}} - \overline{X_{\text{п}}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{\text{ф}} - \overline{X_{\text{ф}}})^2 \sum_{i=1}^N (X_{\text{п}} - \overline{X_{\text{п}}})^2}}, \quad (3.1)$$

где $X_{\text{п}}$ – прогностические метеорологические поля;

$X_{\text{ф}}$ – Фактические метеорологические поля;

N – количество прогнозов, участвующих в верификации;

$\overline{X_{\text{ф}}}$ – среднее значение фактических метеорологических полей;

$\overline{X_{\text{п}}}$ – среднее значение прогностических метеорологических полей.

Под средним значением, как и ранее, принимается осредненное по прогнозам значение исследуемой метеорологической величины. Для исследования качества прогноза ветра и количества осадков использовалась методика, основанная на составлении матрицы сопряженности [135], которая подробно описана далее.

Значительная сложность рельефа — глубокая и различная экспозиция горных склонов по отношению к солнцу и потокам воздуха, создаёт исключительные местные особенности, которые усложняют и прогноз метеорологических величин и его верификацию. Учитывая, что прогноз будет использован в конкретной точке, для верификации выбирались не самые ближайшие к станции модельные узлы, а те, в которых по предварительным исследованиям получены самые большие коэффициенты корреляции между значениями метеорологической величины в модельном узле и в точке

станции. Для примера на рисунке 3.1 представлен регион, где между станцией Чаткал и ближайшими модельными узлами под номером 3 и 2 находится возвышенность высотой 2000 метров, которая определяет различную циркуляцию на станции Чаткал и в ближайших узлах модельной сетки. Поэтому измерения на станции Чаткал не могут быть использованы для верификации прогноза в узлах 2 и 3. Несмотря на отдаленность, узел под номером 1 имеет сходные циркуляционные особенности и высоту над уровнем моря со станцией Чаткал и поэтому именно он использовался при верификации. Подобный анализ был проведён для всех модельных узлов.

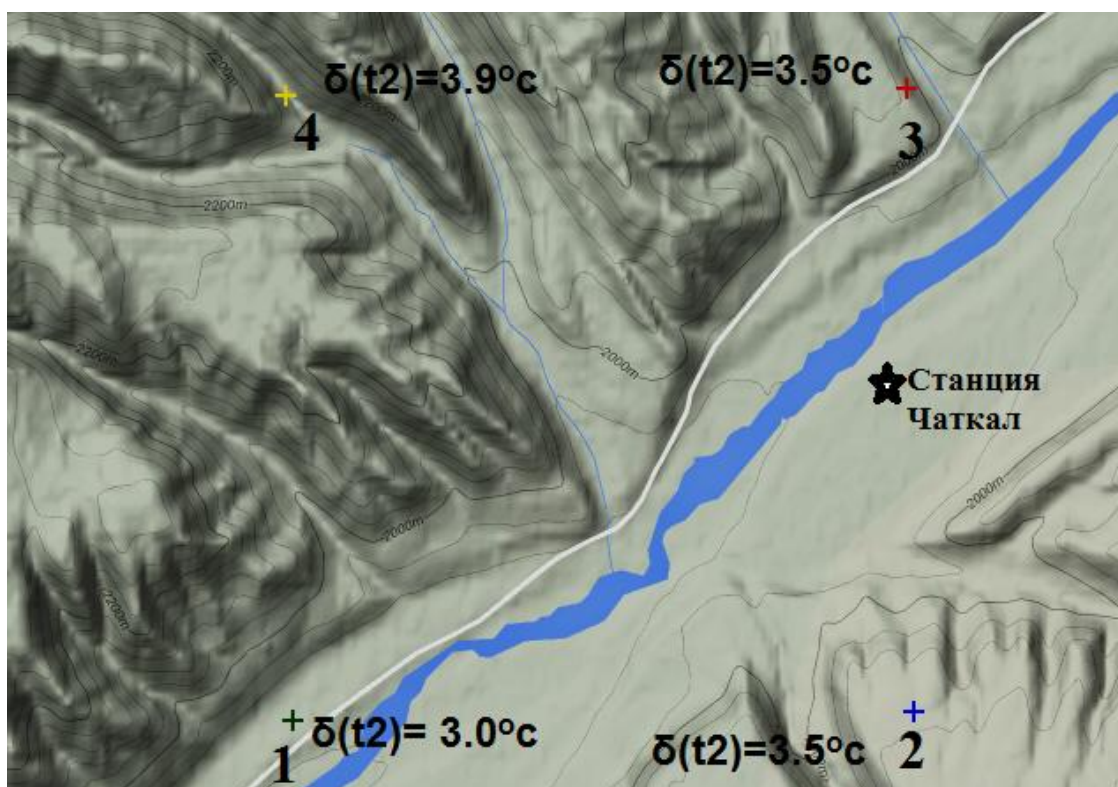


Рисунок 3.1 – Пример расположения узлов модельной сетки и метеорологической станции, данные которой участвуют в верификации

3.2 Исследование влияния комбинаций параметризаций физических процессов на моделирование атмосферных процессов

После проведения численных экспериментов, расчёта ошибок прогноза и анализа полученных результатов была определена лучшая комбинация параметризаций физических процессов. Оценку качества моделирования метеорологических величин приведём только для лучшей (№ 7, таблица 3.2) и худшей (№ 1, таблица 3.3) комбинаций.

Полученные результаты (таблицы 2.2 и 2.3) объясняются тем, что орография значительным образом влияет на характеристики атмосферы, определяя местную циркуляцию и генерируя гравитационные орографические волны. В регионе со сложным рельефом локальные характеристики атмосферы могут меняться значительным образом от места к месту. Например, в наблюдениях Уайтмана и Зжонга в 2008 году [136] в долине Солт-Лэйк на пологом склоне ветер составлял 5-7 м/с, а в то же время недалеко от склона в долине был штиль. Орография может усилить турбулентное перемешивание. Например, в наблюдениях Фу и др.[78] в 2010 году на небольшом огороженном бассейне в северной Аризоне кинетическая энергия турбулентности (КЭТ) составила $14 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в то время, как она было меньше на $5 \text{ м}^2/\text{с}^2$ над равниной за пределами бассейна.

Средние значения ошибок моделирования скорости ветра и температуры сильно отличаются в зависимости от расположения метеорологической станции. Например, на станции № 11 (таблица 3.2), расположенной в горах, средняя квадратическая ошибка прогноза температуры составляет $9,8^{\circ}\text{C}$, а на станции № 2, которая находится в долине, составляет только $2,2^{\circ}\text{C}$.

Таблица 3.2 – Оценки качества моделирования для лучшей конфигурации параметризаций модели за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

№ стан-ции	Оцениваемая величина											
	Скорость ветра u , м/с				Скорость ветра v , м/с				Температура, °C			
	δ	σ	ε	γ	δ	σ	ε	γ	δ	σ	ε	γ
1	2,0	2,7	0,5	0,3	2,2	2,8	-0,1	0,6	3,8	5,8	1,0	0,5
2	2,3	1,5	2,3	0,4	3,1	3,9	2,3	0,1	1,7	2,2	-0,9	0,9
3	2,2	3,0	0,6	0,3	1,7	1,3	1,7	0,3	4,0	6,0	1,4	0,6
4	2,4	3,1	0,4	0,3	1,6	1,3	1,6	0,0	3,5	5,7	0,5	0,5
5	1,8	2,6	0,8	0,2	2,6	3,2	1,7	0,1	3,5	5,1	0,3	0,6
6	2,8	1,7	2,8	0,4	2,2	2,8	1,0	0,2	5,2	6,3	-2,1	0,5
7	3,3	4,4	2,3	0,3	2,3	1,5	2,3	0,1	5,0	5,8	-5,0	0,7
8	2,7	3,3	-0,8	0,4	4,3	5,0	3,3	-0,2	5,9	7,3	0,4	0,5
9	1,4	2,2	-0,2	0,5	1,2	1,6	-0,5	0,5	3,9	6,0	10,5	0,3
10	2,7	3,5	0,7	0,3	3,0	3,6	-1,2	0,5	3,6	5,0	1,3	0,6
11	2,7	3,1	-0,7	0,3	3,6	4,6	0,4	-0,1	9,2	9,8	-9,2	0,7
12	1,5	2,3	0,5	0,6	2,4	3,0	0,3	0,4	3,1	4,1	-0,7	0,7
13	3,4	6,7	0,0	0,5	3,3	6,3	1,4	0,3	3,4	5,1	1,3	0,7
14	2,8	4,2	0,0	0,5	2,7	3,5	0,9	0,3	3,5	5,6	2,1	0,7
15	3,2	1,8	3,2	0,5	3,0	1,7	3,0	0,2	2,7	4,6	0,6	0,8
16	3,3	4,4	-0,4	0,6	3,0	3,9	1,4	0,0	2,5	3,4	0,6	0,9
17	2,0	2,6	1,2	0,5	2,7	1,6	2,7	0,3	3,9	5,5	1,6	0,6
18	2,5	3,3	1,1	0,0	3,1	1,8	3,1	0,3	2,5	3,4	-0,8	0,8
19	3,0	1,7	3,0	0,2	5,9	2,4	5,9	0,3	6,1	7,0	-6,0	0,7
20	3,4	4,7	1,8	-0,3	2,5	3,2	1,1	0,6	2,6	3,8	-1,9	0,5
21	1,4	2,1	0,9	0,2	3,8	1,9	3,8	0,1	3,1	4,0	-0,1	0,6
22	2,4	3,1	0,6	0,3	2,4	3,2	0,2	0,2	3,5	5,1	0,8	0,7
23	2,7	3,8	-0,2	0,4	2,0	1,4	2,0	0,2	3,2	4,8	0,0	0,7
24	5,8	8,2	-3,0	0,4	2,1	2,7	-0,4	0,2	2,9	3,8	0,3	0,6
25	2,1	1,5	2,1	0,4	2,0	1,4	2,0	0,1	3,1	3,9	-1,8	0,5
26	2,3	3,3	1,3	0,2	2,5	3,1	1,3	0,0	3,7	4,9	-2,0	0,6
27	2,7	3,5	0,0	0,6	2,5	3,1	1,4	0,4	4,1	5,2	-2,9	0,6
28	3,2	4,2	2,2	0,0	4,2	5,5	2,2	0,3	8,0	8,6	-8,0	0,6
29	4,7	5,7	4,2	0,1	3,6	4,4	2,7	0,0	3,0	4,0	-2,1	0,6
30	3,2	4,1	0,8	0,4	2,1	2,7	0,6	0,0	6,1	9,3	-5,0	0,4
31	2,0	3,0	0,9	0,4	1,7	2,5	0,8	0,1	5,2	6,3	-1,3	0,4

Таблица 3.3 – Оценки качества моделирования для худшей конфигурации параметризаций модели за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

№ стан- ции	Оцениваемая величина											
	Скорость ветра u , м/с				Скорость ветра v , м/с				Температура, °C			
	δ	σ	ε	γ	δ	σ	ε	γ	δ	σ	ε	γ
1	1,9	2,6	0,1	0,3	2,2	2,9	-0,1	0,0	4,0	5,6	-0,1	0,4
2	2,2	1,5	2,2	0,4	3,8	4,8	3,0	0,0	2,0	2,6	-1,5	0,9
3	1,8	2,3	0,0	0,4	1,7	1,3	1,7	0,0	4,2	6,0	0,3	0,5
4	2,0	2,5	-0,1	0,3	1,7	1,3	1,7	0,0	3,7	5,5	-1,1	0,5
5	1,5	2,1	0,0	0,3	2,5	3,2	1,6	0,0	3,5	5,0	-1,1	0,6
6	3,2	1,8	3,2	0,3	2,1	2,5	1,0	0,0	5,9	7,0	-3,3	0,3
7	2,7	3,4	1,8	0,3	2,0	1,4	2,0	0,0	6,0	6,8	-5,9	0,6
8	3,0	3,6	-1,6	0,4	4,3	5,0	3,0	0,0	5,8	6,8	-1,5	0,5
9	1,2	1,9	-0,3	0,3	1,5	2,0	-0,7	0,0	4,2	5,4	8,2	0,4
10	2,4	3,2	0,2	0,2	3,2	3,7	-1,6	0,0	3,5	4,8	0,3	0,5
11	2,9	3,4	-1,6	0,4	3,6	4,6	-1,5	0,0	10,1	10,7	-10,1	0,7
12	1,4	1,8	-0,5	0,5	2,1	2,5	-0,6	0,0	3,4	4,6	-2,4	0,7
13	3,4	7,3	-0,8	0,5	3,4	6,8	1,8	0,0	3,8	5,5	0,7	0,7
14	2,7	4,4	-0,5	0,5	2,8	3,7	1,4	0,0	3,4	5,4	1,2	0,7
15	3,2	1,8	3,2	0,6	2,9	1,7	2,9	0,0	2,8	4,7	-0,5	0,8
16	2,9	4,0	-0,5	0,7	2,8	3,6	1,5	0,0	2,7	3,8	-0,3	0,8
17	2,0	2,5	1,2	0,4	3,2	1,8	3,2	0,0	3,7	5,3	0,6	0,6
18	2,3	3,0	1,1	0,0	4,2	2,1	4,2	0,0	2,8	3,7	-1,6	0,8
19	1,7	1,3	1,7	0,1	5,5	2,4	5,5	0,0	6,9	7,8	-6,9	0,7
20	2,3	3,3	0,2	0,0	2,5	3,3	0,3	0,0	3,5	4,9	-3,2	0,4
21	0,8	1,2	0,4	0,3	3,5	1,9	3,5	0,0	3,3	4,1	-1,5	0,6
22	2,3	3,0	-0,2	0,3	2,6	3,2	0,5	0,0	3,4	4,8	0,0	0,7
23	2,8	4,1	-0,7	0,3	2,3	1,5	2,3	0,0	3,3	4,7	-0,9	0,7
24	5,6	8,0	-3,9	0,5	2,0	2,5	-0,6	0,0	2,9	3,6	-0,5	0,6
25	2,0	1,4	2,0	0,4	2,4	1,5	2,4	0,0	3,8	4,5	-2,9	0,5
26	1,8	2,5	1,0	0,2	3,4	4,2	2,4	0,0	4,7	5,8	-3,6	0,5
27	2,8	3,6	-0,9	0,7	2,7	3,4	1,9	0,0	5,0	6,1	-4,4	0,5
28	2,4	3,1	0,5	0,1	4,1	5,2	2,7	0,0	9,2	9,8	-9,2	0,6
29	2,9	3,8	2,5	0,2	3,6	4,5	2,8	0,0	3,7	4,9	-3,4	0,5
30	3,1	3,9	0,0	0,4	2,2	2,8	0,9	0,0	6,7	7,9	-6,0	0,4
31	1,7	2,5	0,2	0,5	1,7	2,3	0,7	0,0	5,5	6,6	-3,4	0,4

Использование комбинации № 1 с параметризацией пограничного слоя (ППС) по схеме университета Ёнсей (YSU) [104] дает худший результат моделирования температуры и скорости ветра (таблица 3.3). Схема YSU является схемой нелокальной и имеет первый порядок замыкания (К- схемы), то есть в схеме учитываются моменты лишь первого порядка.

А использование схемы параметризации Бужо-Лакаре (BL) [134] (имеет 1.5 порядок и для замыкания используется прогностическое уравнение для КЭТ) дает лучший результат в прогнозе ветра и температуры (таблица 3.2). Более подробная информация о параметризации турбулентности приводится далее в главе 4.

При анализе полученных результатов обнаружено, что на некоторых станциях ошибки очень большие. Например, на станциях под номером 11 и 27 абсолютные ошибки прогноза температуры составляют 9,2°C и 8,0°C, соответственно (таблица 3.2). В процессе тщательного изучения обнаружена причина таких больших ошибок. Оказывается модельный узел и станция находятся на разных высотах. Например, между станцией под номером 11 – Ит-Агар (рисунок 3.2), используемой для верификации, и модельным узлом под номером 1, разница высоты составляет 724 метра. Поэтому для учета разницы высоты вводилась поправка, рассчитываемая по формуле:

$$\Delta T_h = \Delta H \Delta \gamma, \quad (3.2)$$

где

ΔH - разница высот, м;

$\Delta \gamma$ - среднее значение градиента температуры (0,8°C/100м).

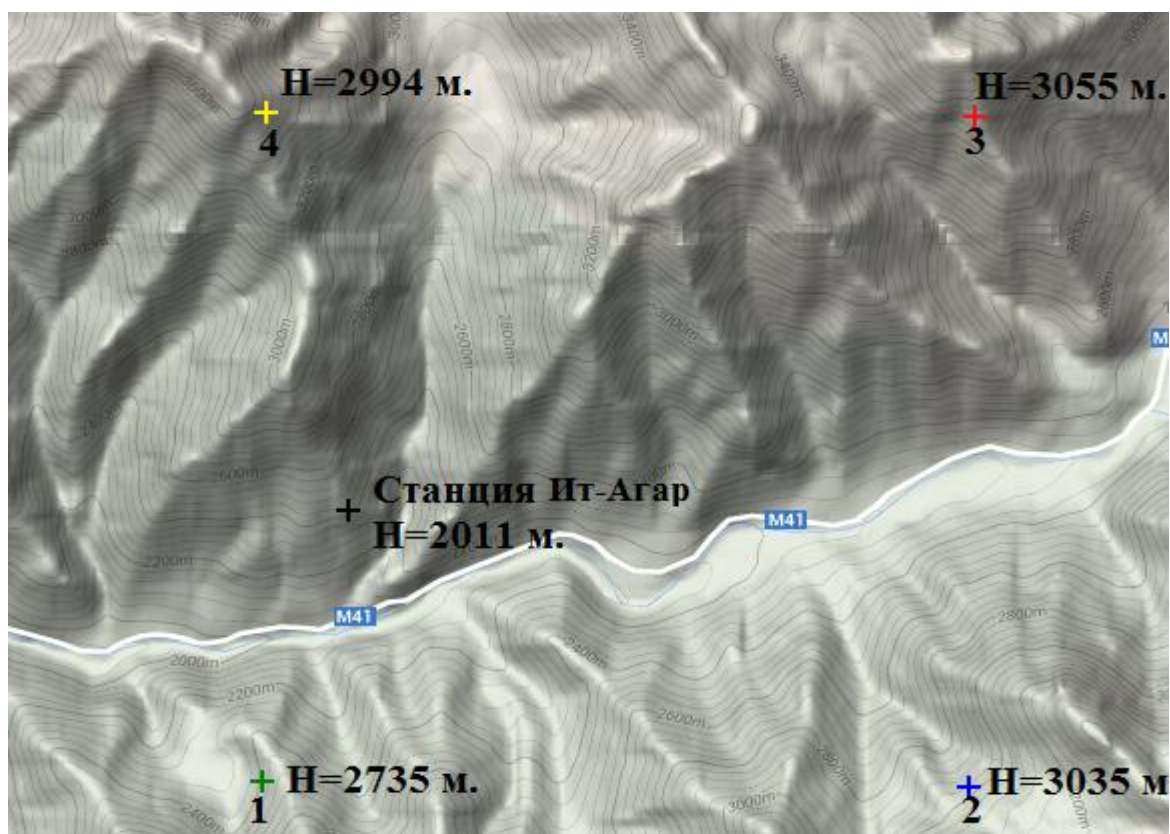


Рисунок 3.2 – Пример расположения узлов модельной сетки и метеорологической станции Ит-Агар

При введении поправки на высоту наблюдается уменьшение средних абсолютных, средних квадратических и средних систематических ошибок (таблица 3.4). Например, на станции № 11 значение средней абсолютной ошибки при учёте поправки уменьшилась с $9,2^{\circ}\text{C}$ до $3,2^{\circ}\text{C}$, средней квадратической ошибки с $9,8^{\circ}\text{C}$ до $4,1^{\circ}\text{C}$, средней систематической ошибки с $-9,1^{\circ}\text{C}$ до $-2,1^{\circ}\text{C}$. Но ошибки все еще остаются больше допустимой нормы. Это можно объяснять сложностью рельефа и в дальнейшем планируются эксперименты с меньшим шагом по пространству.

Таблица 3.4 – Оценки качества моделирования температуры с учетом поправки на разницу высот (ΔTh) модельного узла и метеорологической станции за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

Номер станции	$T+\Delta Th, ^\circ\text{C}$			$T, ^\circ\text{C}$			Высота модельного узла, м	Высота станции, м	$\Delta H, \text{м}$
	δ	σ	ε	δ	σ	ε			
1	3,7	5,7	0,3	3,8	5,8	1,0	1083	1050	33
2	1,6	2,1	-0,4	1,7	2,2	-0,9	1351	1300	51
3	3,9	6,0	1,2	4,0	6,0	1,4	840	864	-24
4	3,4	5,6	0,4	3,5	5,7	0,5	1004	1014	-10
5	3,4	5,1	0,7	3,5	5,1	0,3	1362	1325	37
6	4,5	6,1	1,7	5,2	6,3	-2,1	1934	1548	386
7	4,3	5,1	-4,1	5,0	5,8	-5,0	3243	3155	88
8	5,0	8,6	4,6	5,9	7,3	0,4	1192	763	429
9	3,9	6,1	10,7	3,9	6,0	10,5	1005	984	21
10	3,0	4,9	-0,9	3,6	5,0	1,3	1527	1748	-221
11	3,3	4,1	-2,1	9,2	9,8	-9,2	2735	2011	724
12	3,0	4,0	0,4	3,1	4,1	-0,7	2042	1937	105
13	3,1	5,1	1,5	3,4	5,1	1,3	618	600	18
14	3,2	5,6	2,2	3,5	5,6	2,1	781	771	10
15	2,6	4,6	1,0	2,7	4,6	0,6	805	756	49
16	2,5	3,4	0,6	2,5	3,4	0,6	816	817	-1
17	3,8	5,7	2,1	3,9	5,5	1,6	1079	1031	48
18	2,5	3,4	0,8	2,5	3,4	-0,8	1743	1581	162
19	3,5	4,1	1,7	6,1	7,0	-6,0	2917	2132	785
20	2,5	5,8	-4,8	2,6	3,8	-1,9	2979	3277	-298
21	3,0	4,0	-0,2	3,1	4,0	-0,1	2078	2088	-10
22	3,5	5,4	2,1	3,5	5,1	0,8	990	857	133
23	3,2	4,8	0,2	3,2	4,8	0,0	1243	1217	26
24	3,4	4,1	-1,7	2,9	3,8	0,3	1636	1843	-207
25	2,8	3,7	-1,2	3,1	3,9	-1,8	1670	1616	54
26	3,2	5,3	-2,8	3,7	4,9	-2,0	1760	1843	-83
27	4,0	5,2	-2,8	4,1	5,2	-2,9	1750	1740	10
28	3,0	3,7	-1,7	8,0	8,6	-8,0	3425	2788	637
29	2,7	3,5	-2,6	3,0	4,0	-2,1	3259	3614	-355
30	5,0	8,4	-3,2	6,1	9,3	-5,0	2221	2040	181
31	4,9	6,2	-0,2	5,2	6,3	-1,3	1675	1563	112

На станции № 2 (таблица 3.4) введение поправки не сказалось на величине ошибки, так как разница высот невелика, а станция и узел попадают в зону с одинаковыми циркуляционными особенностями. Рассмотрим подробнее результаты прогноза температуры на этой станции, которые представлены на рисунке 3.3.

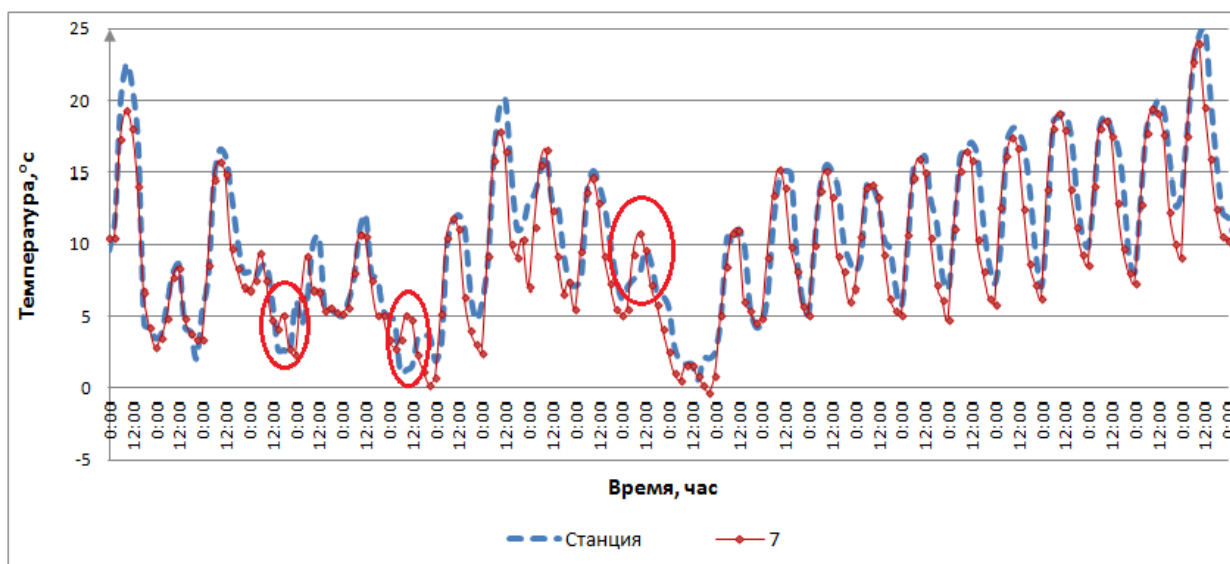


Рисунок 3.3 – Временной ход прогностической (сплошная красная линия) и фактической (пунктирная синяя линия) температуры на метеорологической станции Исфана (№2)

В основном наблюдается незначительное (до 1,5 °C) занижение прогностического значения температуры. В некоторых ситуациях температура завышалась. Случаи, когда модель завышала значение температуры, отмечены красными кружками на рисунке 3.3. В результате анализа была выявлена связь между случаями завышения значения температуры и выпадением осадков.

На рисунке 3.4 представлен график изменения температуры на станции под номером 11. Прогностическое и фактическое значения сильно отличаются. Эта ошибка объясняется тем, что узел сетки при ясном небе попадает в зону тени от гор и за счет этого происходит занижение температуры, что не учитывается моделью. Так же наблюдается связь между

завышением значения температуры и выпадением осадков. Завышение моделью значение температуры (рисунок 3.3 и 3.4) объясняется тем, что процессы при формировании и выпадении осадков проходит с выделением тепла и модель это учитывает. При составлении прогноза синоптикам рекомендуется это учитывать.

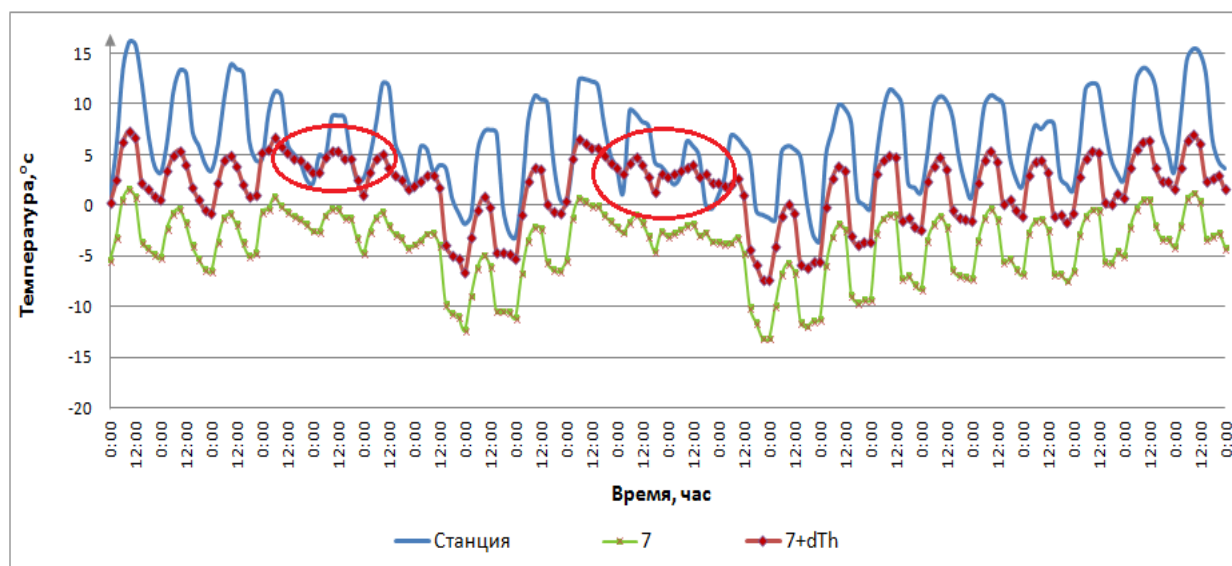


Рисунок 3.4 - Временной ход прогностической температуры (сплошная зеленая линия с маркером «крест»), прогностической температуры с учетом поправки на разницу высот модельного узла и метеорологической станции (сплошная красная линия с маркером «квадрат») и фактической температуры (сплошная синяя линия) на метеорологической станции Ит-Агар (№11)

Для оценки качества прогноза скорости ветра и количества осадков использовались градации, по которым построены таблицы сопряженности по шаблону, представленному в таблице 3.5.

В таблице 3.5 приведен пример шаблона для таблицы сопряженности прогнозов количества осадков для заданной градации (0-5)мм/12 час.

Таблица 3.5 – Пример таблицы сопряженности прогнозов количества осадков для заданной градации (0-5)мм/12 час

Прогноз по модели	Наблюдение на метеорологической станции		
	(0-5)мм/12 час	>(0-5)мм/12 час	Σ
(0-5)мм/12 час	a	b	a+b
>(0-5)мм/12 час	c	d	c+d
Σ	a+c	b+d	N=a+b+c+d

В таблице 3.5 используются следующие обозначения:

- a – число случаев попадания прогностического и фактического значений в одну градацию;
- b – число случаев попадания прогностического значение и не попадания фактического значения в заданную градацию;
- c – число случаев попадания фактического значение и не попадания прогностического значения в заданную градацию;
- d – число случаев не попадания прогностического и фактического значений в одну градацию.

Таблицу сопряженности можно представить одним индексом, называемым коэффициентом успешности прогнозов или индекс Heidke Skill Scores (HSS) [135]:

$$HSS = \frac{2(ad - bc)}{[(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)]}, \quad (3.6)$$

Коэффициент успешности прогнозов равен единице, когда все прогнозы оправдались, и равен нулю, когда прогностическое и наблюдаемое значение никогда не попадали одну градацию. Значение коэффициента успешности прогнозов должно быть, по крайней мере, положительным. Если HSS имеет

отрицательное значение, то это означает, что случайный прогноз в данном случае лучше. По этим критериям выбиралась лучшая конфигурация параметризаций модели.

Для оценки прогноза осадков, были введены градации, которые используются Гидрометцентром Киргизии:

(0-5)мм/12 час,

(5-10)мм/12 час,

(10-30)мм/12 час.

По этим градациям строились таблицы сопряженности и рассчитывались коэффициенты успешности HSS (рисунок 3.5).

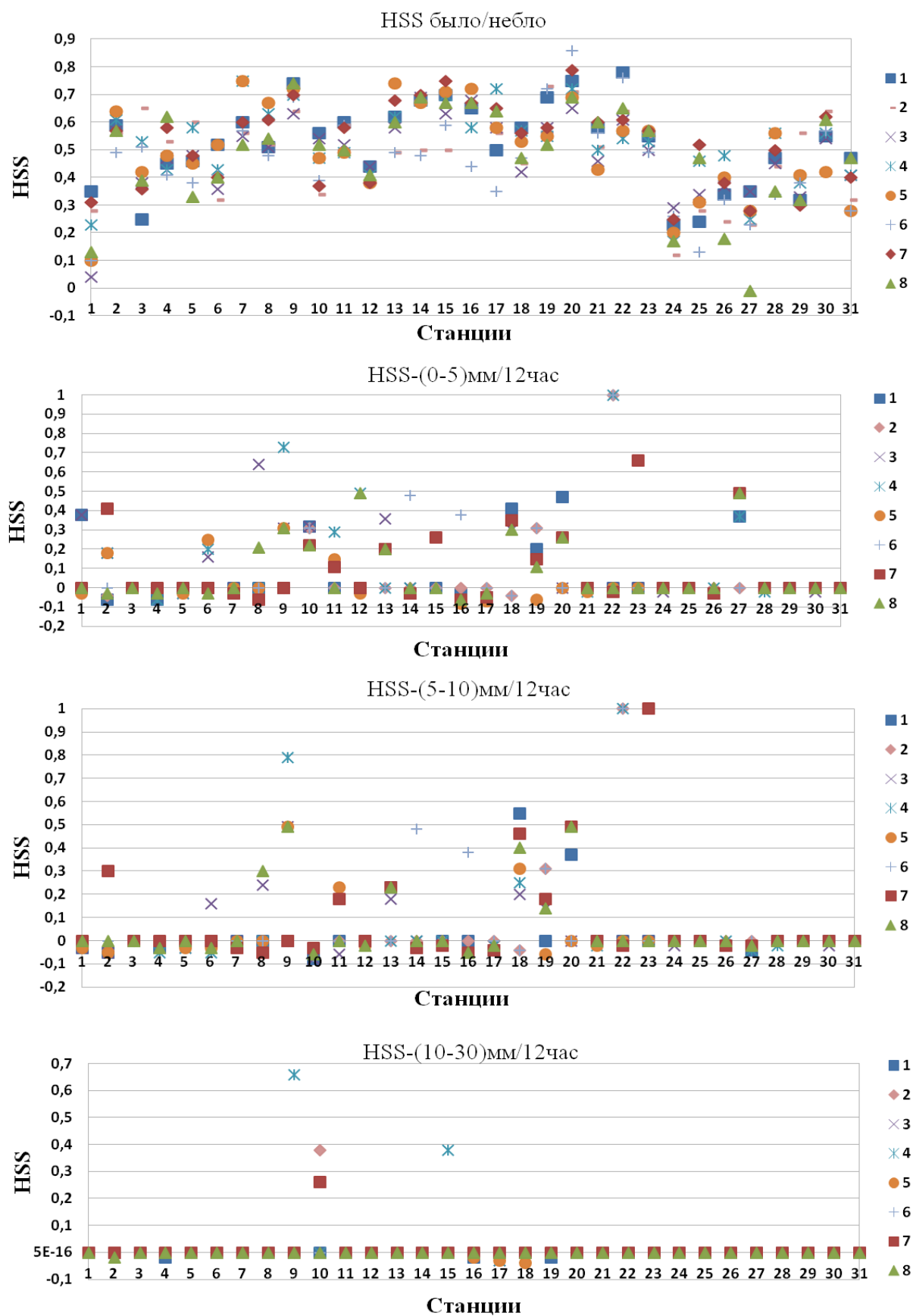


Рисунок 3.5 - Значение индекса HSS по градациям осадков для станций №1-31

По анализу коэффициента успешности HSS (рисунок 3.5) лучшими являются конфигурации 7 и 4, когда значение HSS достигает на некоторых станциях единицы.

Были рассчитаны средние значения коэффициента успешности HSS для всей территории. По средним значениям HSS (рисунок 3.6) лучшими также являются комбинации 4 и 7, а худшими комбинации 1 и 2. Лучший результат при использовании комбинации № 7 объясняется использованием в ней схемы параметризации микрофизических процессов WSM6, которая учитывает 6 типов гидрометеоров, как уже показано в главе 2 и схемы параметризации конвекции Каина-Фритша (KF), ранее определенной лучшей схемой для прогноза осадков.

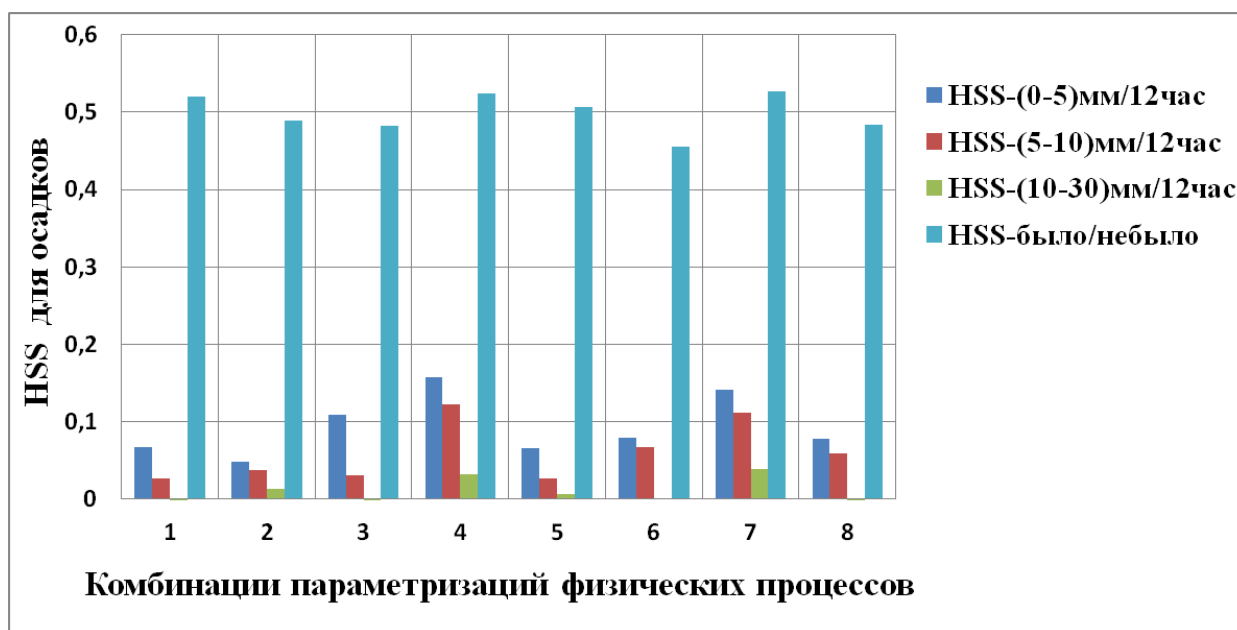


Рисунок 3.6 - Среднее значение HSS по градациям осадков для каждой комбинации (№ 1 - 8) за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

Оптимальной для прогноза полей температуры и осадков над территорией Киргизии также является конфигурация № 7. В этой конфигурации использовались следующие параметризации

микрофизика облаков – схема WSM6,
длинноволновая и коротковолновая радиация – схема RRTMG,
приземный слой – схема на основе теории подобия Монина-Обухова (МО),
процессы на поверхности и в почве – схема унифицированной модели Noah,
пограничный слой – схема Бужо-Лакаре (BL),
конвекция – схема Каина-Фритша (KF).

Далее оценивалось качество прогноза ветра. Согласно рекомендациям гидрометслужбы Киргизии рассматривались следующие градации скорости ветра:

слабый	(0-5)м/сек,
умеренный	(5-10)м/сек,
сильный	(10-15)м/сек,
очень сильный	(15-20)м/сек.

Анализ коэффициента успешности HSS, представленного на рисунке 3.7, выявил, что лучшие комбинации 7 и 2. Но на некоторых станциях значение HSS отрицательно. Это означает, что случайный прогноз в данном случае лучше.

Отрицательное значение индекса HSS, например, на станции под номером 10, связано с расположением станции в высокогорном регионе с очень сложным рельефом, где станция и модельные узлы попадают на разные склоны горных хребтов (рисунок 3.7). Путем решения этой проблемы является улучшение пространственного разрешения модели, ассимиляция данных наблюдений, использование спутниковых данных.

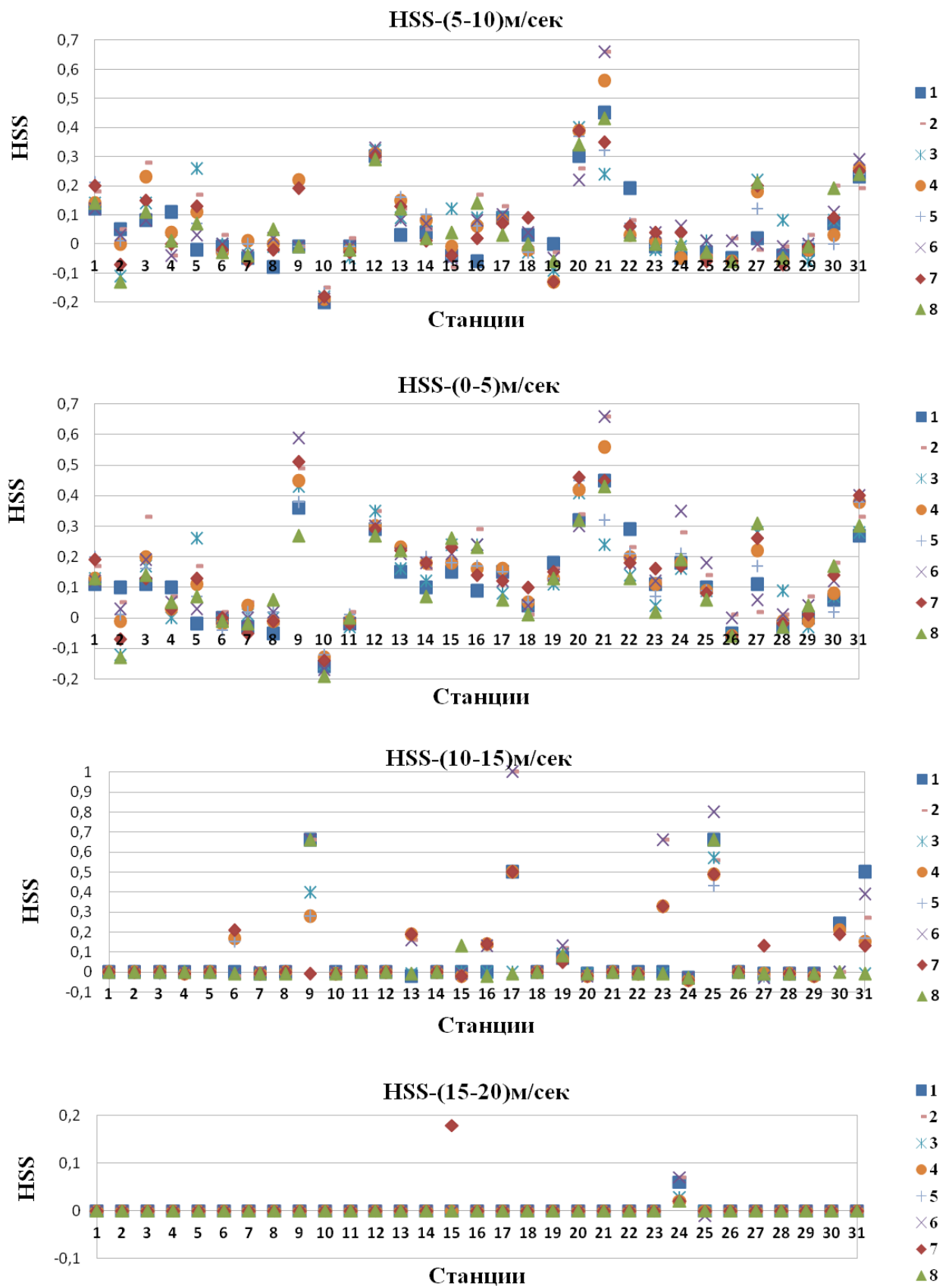


Рисунок 3.7 - Значение HSS по градациям скорости ветра для станций №1-31

Было рассчитано среднее значение коэффициента успешности HSS для всей территории (рисунок 3.8). И по средним значениям HSS лучшими также являются комбинации 2 и 7.

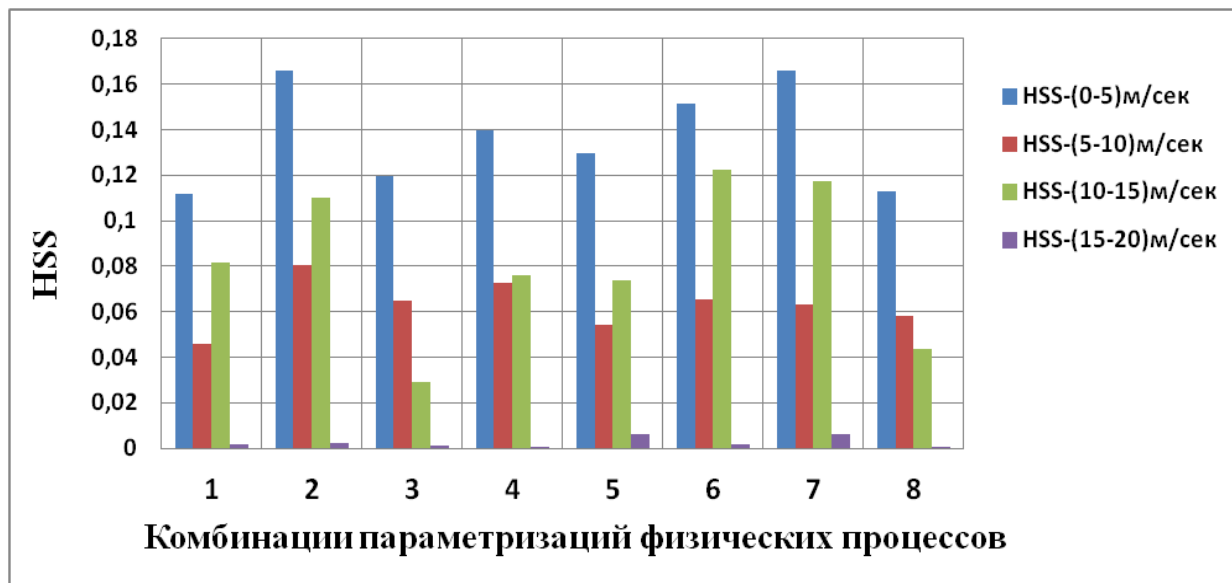


Рисунок 3.8 - Среднее значение HSS по градациям скорости ветра для каждой комбинации (№ 1 - 8) за период с 01 по 30 апреля 2014 г.

Обобщая результаты проведённых экспериментов, можно сделать вывод о том, что оптимальной конфигурацией параметризаций конвекции, облаков, радиационных и турбулентных потоков является комбинация параметризаций № 7.

Выводы из главы

В результате проделанной работы можно сделать следующие выводы:

- при верификации прогнозов метеорологических полей над территорией со сложной орографией, надо учитывать разность высоты модельного узла и метеорологической станция;

-для верификации выбирать не самые ближайшие к станции модельные узлы, а модельные узлы, которые имеют сходные циркуляционные особенности с самыми большими коэффициентами корреляции.

- для прогноза атмосферных процессов для всей территории Киргизии лучшей комбинацией параметризаций физических процессов является конфигурация под № 7. В этой конфигурации использовались следующие параметризации

микрофизика облаков – схема WSM6,

длинноволновая и коротковолновая радиация – схема RRTMG,

приземный слой – схема на основе теории подобия Монина-Обухова (МО),

процессы на поверхности и в почве – схема унифицированной модели Noah,

пограничный слой – схема Бужо-Лакаре (BL),

конвекция – схема Каина-Фритша (KF).

орографические волны – схема Кима-Аракавы.

4 Исследование влияния параметризаций пограничного слоя атмосферы на моделирование атмосферных процессов на территории со сложной орографией

В предыдущей главе была выбрана наилучшая конфигурация параметризаций физических процессов. Но ошибки прогноза скорости ветра и температуры в высокогорных районах все еще остаются больше допустимой нормы.

В этой главе описаны численные эксперименты по оценке влияния параметризаций пограничного слоя атмосферы на моделирование атмосферных процессов на территории со сложной орографией.

Для уменьшения ошибок моделирования скорости ветра и температуры в высокогорных районах были проведены численные эксперименты по исследованию влияния параметризации пограничного слоя.

В качестве наилучшей схемы параметризации пограничного слоя выбрана в предыдущей главе схема Бужо-Лакаре [134]. В этой главе модифицируется схема Бужо-Лакаре для использования при моделировании над территорией со сложной орографией.

4.1 Параметризации планетарного пограничного слоя в гидродинамической модели атмосферы

Пограничный слой атмосферы (ППС) имеет небольшую толщину (1 - 2 км) по сравнению с общей высотой атмосферы, но его роль в атмосферных процессах чрезвычайно велика, особенно в регионах со сложным рельефом. Именно поэтому будем исследовать этот слой более подробно.

Турбулентность является мощным механизмом передачи энергии и переноса метеорологических величин. Основные потоки тепла, количества движения и влаги в ППС переносятся за счет турбулентных вихрей, горизонтальные и вертикальные масштабы которых соизмеримы с высотой пограничного слоя, а временной масштаб не более нескольких часов.

В ППС выделяют приземный и поверхностный слои. Приземный слой - это область в нижней части ППС, в которой значения турбулентных потоков и напряжений меняются менее 10% от их величин. Нижние 10% от ППС называются приземным слоем, вне зависимости от того, слой перемешивания это или устойчивый пограничный слой. Между приземным слоем и поверхностью земли находится очень тонкий слой, называемый микрослоем или поверхностным слоем. В этом слое (который имеет толщину всего несколько сантиметров) молекулярная вязкость преобладает над турбулентным движением [137].

Ни одна гидродинамическая модель атмосферы не может быть успешной без рассмотрения пограничного слоя, особенно, как в нашем случае, если основное внимание при прогнозе сфокусировано на нижних слоях атмосферы на территории со сложной орографией. В гидродинамических моделях атмосферы хорошее описание процессов в ППС имеет решающее значение для надлежащего прогнозирования суточного цикла метеорологических величин, ветра в нижних слоях атмосферы, конвекции (времени и места развития), влияния сложного рельефа местности. Связь атмосферной модели с земной поверхностью, а также поверхностью льда, океана происходит именно через процессы в пограничном слое [138].

Турбулентность может возникать из-за сдвига ветра (динамическая турбулентность) или силы плавучести (термическая турбулентность). В основном атмосферная турбулентность возникает из-за сдвига ветра и силы плавучести в форме крупных вихрей. Крупные вихри – это вихри, соизмеримые с высотой пограничного слоя, то есть имеющие диаметр от

нескольких сотен до 3000 метров. Этот диапазон размера вихрей называется энергосодержащим диапазоном. Вихри несут кинетическую энергию турбулентности (КЭТ), которая черпается из осреднённого течения за счет турбулентного трения между слоями среды и распространяется по пространству конвекцией и диффузией. Перераспределение энергии турбулентности по направлениям осуществляется за счёт пульсаций давления, а диссипация кинетической энергии пульсаций скорости, то есть переход её в теплоту, происходит под действием молекулярных напряжений[139].

Атмосферные модели с горизонтальным разрешением более нескольких сотен метров не могут в явном виде описать крупномасштабные турбулентные вихри. В этих моделях надо параметризовать турбулентные потоки. В идеале, эти уравнения следует решать как прогностические. Однако, система прогностических уравнений для турбулентных потоков содержит больше неизвестных, чем уравнений. Это приводит к необходимости параметризовать несколько членов уравнения, как функции от известных или определяемых переменных. Невозможность замыкания системы уравнений для турбулентных потоков без параметризации некоторых членов носит название проблемы замыкания.

В гидродинамических моделях атмосферы для замыкания наиболее популярны два следующих приближения:

- 1) «Локальные» замыкания, основанные на турбулентной диффузии;
- 2) «Нелокальные» замыкания.

В модели турбулентной диффузии (часто называют моделью К-теории), турбулентный поток адиабатически постоянной величины – a (например, θ -потенциальная температура в отсутствии насыщения, но не температура T , которая уменьшается при адиабатическом поднятии частицы воздуха), пропорционален её градиенту[139]:

$$\overline{w'a'} = -K_a \frac{\partial a}{\partial z}, \quad (4.1)$$

где K_a – коэффициент турбулентности;

W – вертикальная составляющая скорости ветра,

Штрихом обозначены пульсации, а чертой сверху осреднение.

Главный вопрос состоит в том, как выразить K_a через известные величины. Для этого в гидродинамических моделях обычно используют одно из следующих приближений:

1. замыкание первого порядка, в котором K_a определяется через статическую устойчивость и вертикальный сдвиг или путем задания K_a ;
2. замыкание порядка 1.5 или КЭТ замыкание, в котором турбулентная энергия рассчитывается из прогностического уравнения для КЭТ, а K_a определяется из полученной энергии и масштаба длины;
3. К-профиль, в котором определенный профиль K_a применяется для диагностически определённой высоты турбулентного слоя. Этот метод предполагает для различных типов ППС использование измерений и численных экспериментов для определения профиля коэффициентов вихревой диффузии, соответствующих наблюдаемым потокам и градиентам[139].

Упомянутые выше схемы параметризации используют переменные и их градиенты в одной точке, это так называемая «локальная» параметризация. Такие методы работают лучше для ситуаций, когда вихри имеют небольшой размер, для крупных вихрей лучшие результаты дают, так называемые, «нелокальные» методы[140].

4.2 Описание численных экспериментов по исследованию влияния параметризаций планетарного пограничного слоя атмосферы на качество прогноза атмосферных процессов на территории со сложной орографией

В данной главе анализируются результаты 270 численных экспериментов с заблаговременностью 48 часов. Верификация результатов моделирования проводилась по наблюдениям на 31 расположенной на территории Киргизии метеорологической станции.

Для повышения качества моделирования скорости ветра и температуры в высокогорных районах со сложным рельефом были проведены численные эксперименты по исследованию чувствительности точности воспроизведения атмосферных процессов к описанию ППС. Исследования проводились на основе схемы параметризации пограничного слоя Бужо-Лакаре. Эта схема имеет 1.5 порядок и для замыкания используется прогностическое уравнение кинетической энергии турбулентности (КЭТ):

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{\rho w' e'}}{\partial z} - \overline{u' w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v' w'} \frac{\partial V}{\partial z} + \beta \overline{w' \theta'} - \varepsilon, \quad (4.2)$$

где

- e — кинетическая энергия турбулентности,
 - U, V — горизонтальные составляющие скорости ветра,
 - W — вертикальная составляющая скорости ветра,
 - ρ — плотность воздуха,
 - $\beta = g/T$ — коэффициент плавучести,
 - ε — диссипация КЭТ за счёт молекулярных процессов,
- Штрихом обозначены пульсации, а чертой сверху осреднение.

Моменты второго порядка параметризуются при помощи коэффициентов турбулентного обмена:

$$\overline{w'u'} = -K_m \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (4.3)$$

$$\overline{w'v'} = -K_m \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (4.4)$$

$$\overline{w'e'} = -K_e \frac{\partial e}{\partial z}, \quad (4.5)$$

$$\overline{w'\theta'} = \begin{cases} -K_h \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_{cg} \right), \\ -K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}, \end{cases} \quad (4.6)$$

где

γ_{cg} — противогradientный член,

K_m, K_e, K_h — коэффициенты турбулентного обмена импульса, КЭТ, тепла, соответственно.

Как уже отмечалось, в ППС существуют вихри, размер которых больше шага модели по вертикали, например, в условиях конвекции. Одним из способов учета таких вихрей является введение поправки (γ_{cg}) к локальному gradientу [134].

Коэффициенты вертикальной диффузии рассчитываются через КЭТ с использованием следующих выражений:

$$K_m = C_k \ell e^{\frac{1}{2}}, \quad (4.7)$$

$$K_h = \alpha_T K_m, \quad (4.8)$$

$$K_\varepsilon = \alpha_\varepsilon K_m, \quad (4.9)$$

где C_k – эмпирический коэффициент;
 ℓ – путь смешения;
 α_T и α_ε – обратные турбулентные числа Прандтля.

Диссипация КЭТ рассчитывается по стандартному соотношению:

$$\varepsilon = C_\varepsilon e^{\frac{3}{2}} / \ell, \quad (4.10)$$

где C_ε – эмпирический коэффициент [131].

При использовании этой схемы для параметризации орографически индуцированной турбулентности, нужно найти определенные спецификации параметризации ППС над горной местностью. Поэтому исследовалась чувствительность качества моделирования основных метеорологических полей к заданию пространственного масштаба ($C_k \ell$) и интенсивности перемешивания (C_ε / ℓ). Для этого рассматривалась чувствительность к эмпирическим коэффициентам C_k и C_ε , так как именно от описания пути смешения напрямую зависит корректность описание турбулентных вихрей, отвечающих за перестройки метеорологических полей. В работе [63] отмечается необходимость уточнения эмпирических коэффициентов C_k , C_ε для территорий со сложной орографией, так как стандартно используемые коэффициенты получены в численных экспериментах над ровной поверхностью или в лабораторных экспериментах. В исследованиях Бужо-Лакаре [134] найдены характерные пространственные масштабы ППС для

одиночной горы и холмистой местности — $C_k=0,4$ и $1/C_\varepsilon=1,4$. В наших исследованиях рассматриваются реальные горные массивы.

Исследование чувствительности проводилось прямым методом, то есть изучалось изменение основных метеорологических величин при варьировании коэффициентов турбулентности. Численные эксперименты проводились для следующих значений коэффициентов:

$$C_k=0,2;$$

$$C_k=0,4;$$

$$C_k=0,6;$$

$$C_k=0,8.$$

А так же для эмпирических коэффициентов используемых при расчете диссипация кинетической энергии турбулентности:

$$C_\varepsilon =0,1;$$

$$C_\varepsilon =0,7;$$

$$C_\varepsilon =1,3.$$

Для оценки качества прогнозов были рассчитаны ранее описанные: средняя абсолютная (δ), средняя систематическая (ε), средняя квадратическая (σ) ошибки, а также и средняя относительная ошибка прогнозов (ОТН), с учетом поправки на разницу высоты станции и модельного узла:

$$ОТН = \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N \frac{|X_{п}-X_{ф}|}{X_{ф}} \right) \times 100\% \quad (4.11)$$

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что в зависимости от эмпирического коэффициента C_k ошибки (рисунок 4.1) меняются лишь в определенном регионе, где рельеф в виде конуса открыт к северо-западным вторжениям. В остальных регионах качество прогноза нечувствительно к значению эмпирического коэффициента C_k , а значит и к параметризации. Все станции региона, где наиболее значимо влияние эмпирического коэффициента C_k , на рисунке 4.2 отмечены треугольником, а

крестиком помечены станции в области менее чувствительной к значению эмпирического коэффициента (C_k).

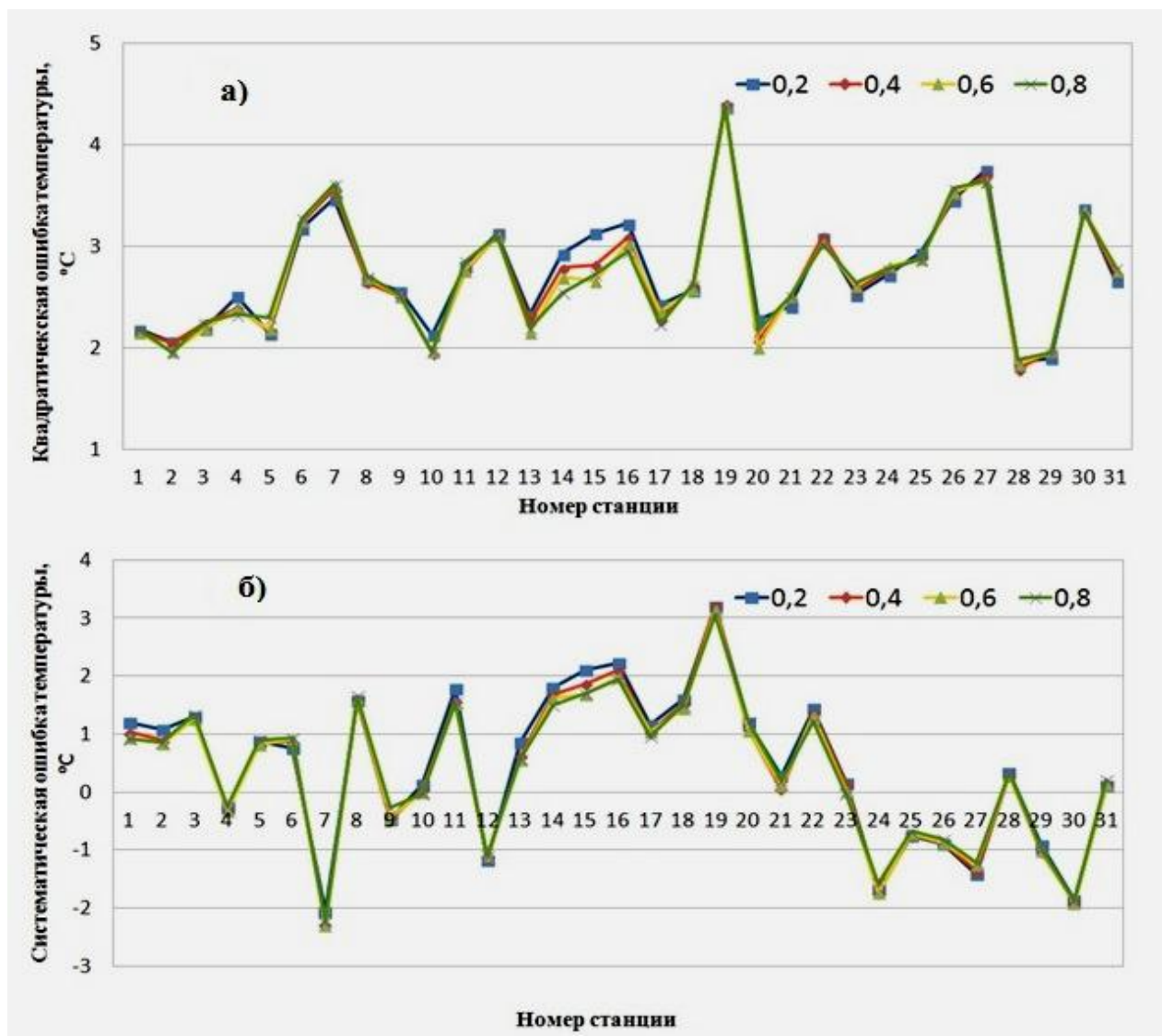


Рисунок 4.1 – Средние значение а) квадратических, б) систематических ошибок моделирования температуры на станциях в зависимости от пути смещения с различными эмпирическими коэффициентами $C_k=(0,2;0,4;0,6;0,8)$ при $C_\varepsilon=0,7$ за период с 01 по 31 мая 2015 г.

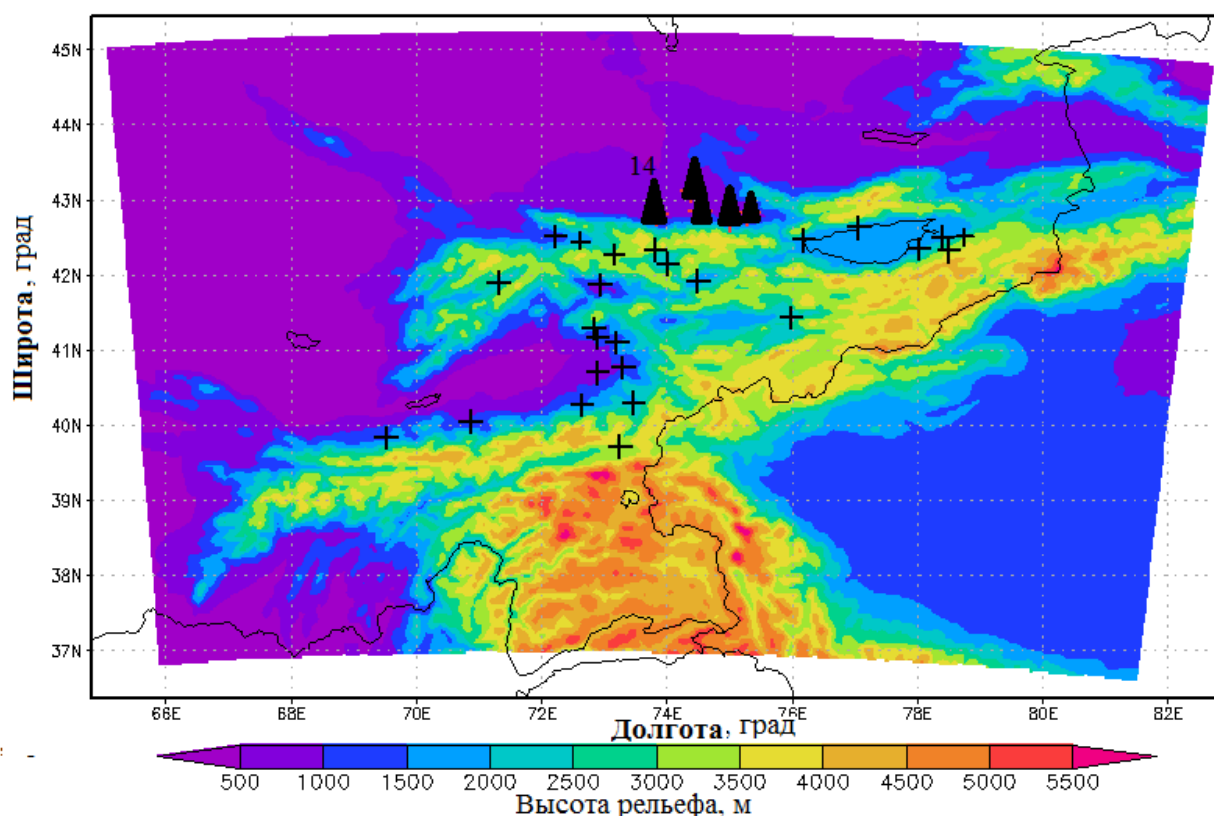


Рисунок 4.2 – Области чувствительности к параметризации ППС

Пространственное распределение степени чувствительности к параметризации ППС объясняется связью метеорологических полей с направлением господствующего потока. Зона сильной чувствительности совпадает с регионом преобладания северного и северо-западного крупномасштабного переноса: поток сталкивается с высокими горами и происходит значительная трансформация воздушных масс в пограничном слое атмосферы на мезомасштабах (рисунок 4.3). А все остальные станции защищены от крупномасштабного воздействия горными хребтами (рисунок 4.2).

Средние значения ошибок прогноза скорости ветра, давления и количество осадков мало зависят от эмпирического коэффициента (C_k).

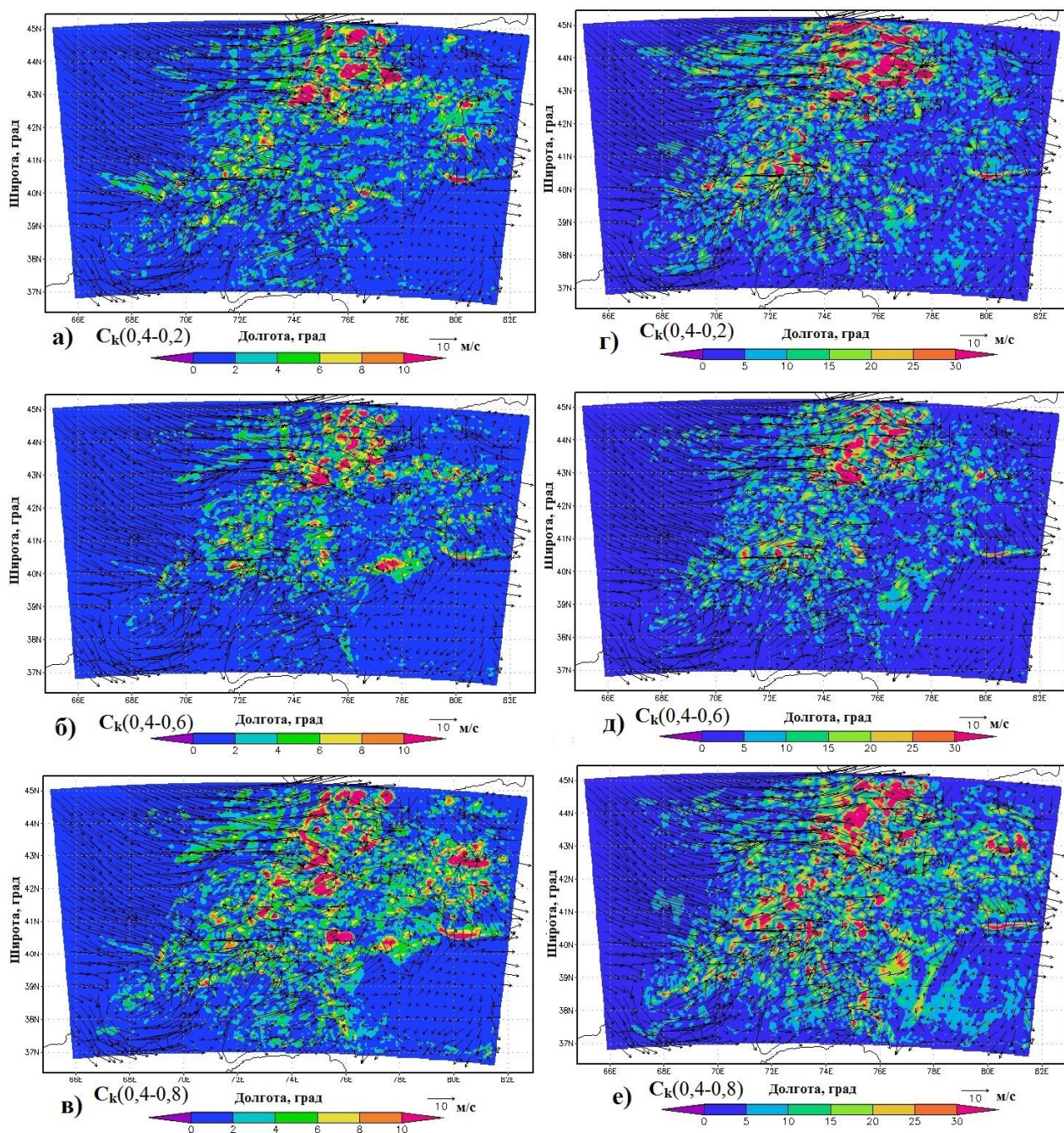


Рисунок 4.3 – Чувствительность моделирования температуры а), б), в) и скорости ветра г), д), е) к величине в параметризации ППС пути смешения при $C_\varepsilon = 0,7$

Рассчитана и проанализирована чувствительность горизонтальных и вертикальных составляющих скорости ветра, температуры и давления к интенсивности турбулентных потоков в пограничном слое атмосферы, которая вычислялась прямым методом. Чувствительность оценивалась как

изменение анализируемой величины при единичном изменении параметра и аппроксимировалась выражением:

$$df(x, y, z, t) = \frac{f(x, y, z, t, C_2) - f(x, y, z, t, C_1)}{C_2 - C_1}, \quad (4.12)$$

На рисунке 4.3 приведены карты чувствительности температуры и скорости ветра. Из анализа этих карт видно, что наибольшая чувствительность наблюдается в регионах, где крупно- и мезомасштабные (горно-долинная циркуляция) потоки имеют противоположное направление. Эти области на рисунке 4.3 выделены красным цветом.

Для более детального анализа рассмотрим одну станцию в регионе наибольшей чувствительности – станция номером 14 (рисунок 4.2), которая находится в наиболее чувствительной к C_k зоне. Здесь рельеф конусом открыт к северо-западным вторжениям (рисунок 4.3). Суточный ход относительной ошибки температуры, осредненный по всем прогнозам, для станции под номером 14 приведён на рисунке 4.4.

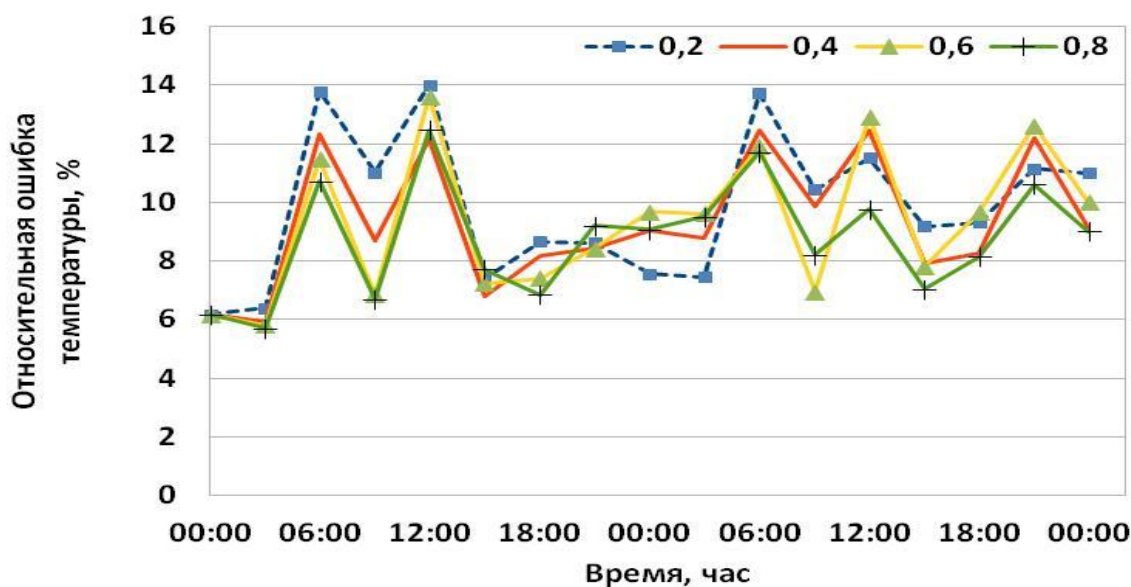


Рисунок 4.4 – Суточный ход средней относительной ошибки прогноза температуры для $C_k=(0,2;0,4;0,6;0,8)$ при $C_\varepsilon=0,7$ с 01 по 31 мая 2015 г.

Анализ суточного хода ошибки показывает, что во время от 06:00 до 12:00 UTC наблюдается наибольшая ошибка. Местное время отличается от гринвичского на 6 часов, то есть максимальная ошибка наблюдается в интервале 12:00 - 18:00 часов местного времени, что соответствует максимальному развитию горно-долинной циркуляции. На рисунке 4.5 приведены фактическое и прогностические значения температуры и скорости ветра: видна зависимость ошибки в прогнозе температуры от скорости ветра.

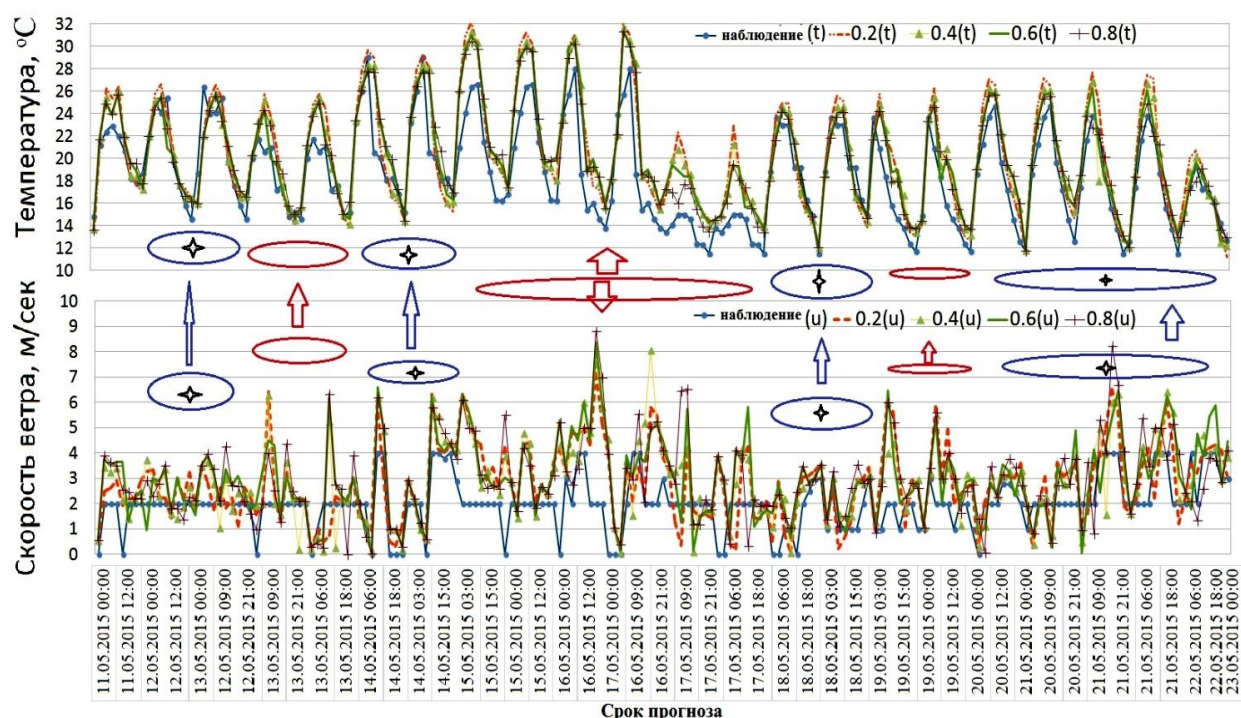


Рисунок 4.5 – Временной ход скорости ветра и температуры при коэффициенте турбулентности с различными эмпирическими коэффициентами C_k и при $C_\varepsilon = 0,7$

Красными эллипсами на рисунке 4.5 обведены ситуации, когда ошибки прогноза ветра большие (до 4 м/сек) и они соответствуют большим ошибкам прогноза температуры ($4-5^\circ\text{C}$), а эллипсы со звездочкой соответствуют небольшим ошибкам. То есть в регионах высоких барьеров по направлению распространения крупномасштабного потока и наличия разномасштабных потоков противоположного направления качество прогноза температуры

сильнее, чем обычно зависит от качества прогноза ветра. Это связано с возникновением турбулентных вихрей, которые распространяются в пространстве и влияют на мезомасштабные потоки тепла.

На рисунке 4.6 представлены результаты прогноза для ситуации, когда крупномасштабный поток перпендикулярен горно-долинному (моделирование с 15.05.2015 00:00 по 17.05.2015 00:00, когда отмечаются максимальные ошибки прогноза температуры (4 -5°C) и скорости ветра (4 -5 м/с). Красным треугольником отмечена станция № 14 (рисунок 4.6). В 00:00 UTC (по местному времени 06:00) горно-долинный ветер направлен с гор в долину. Ближе к полудню склоны гор нагреваются быстрее, чем подстилающая поверхность долины и ветер меняет направление на противоположное – из долины вверх. В 09:00 UTC часов (рисунок 4.6 б) сталкиваются крупномасштабные и местные потоки, вследствие чего скорость и направление местного потока начинают меняться. В 12:00 часов UTC (рисунок 4.6 г) крупномасштабный поток ослабел и наблюдается ветер разных направлений и скорости в зависимости от эмпирического коэффициента C_k , ответственного за коэффициент турбулентности. Анализ результатов, приведённых на рисунке 4.6г, показывает, что при $C_k=0,2$ (выделено красным цветом) приземный ветер направлен с гор в сторону долины, а при $C_k=0,8$ (выделено белым цветом) ветер, поменяв направление, совпал с направлением крупномасштабного потока. Соответственно, абсолютная ошибка в прогнозе скорости ветра при $C_k=0,2$ составила 2 м/с, а при $C_k=0,8$ – 0,8 м/с. Это связано с тем, что при увеличении C_k увеличиваются путь смещения и коэффициент турбулентного обмена, что позволяет лучше описать перестройки метеорологических полей под влиянием взаимодействия натекающего крупномасштабного потока и местной циркуляции.

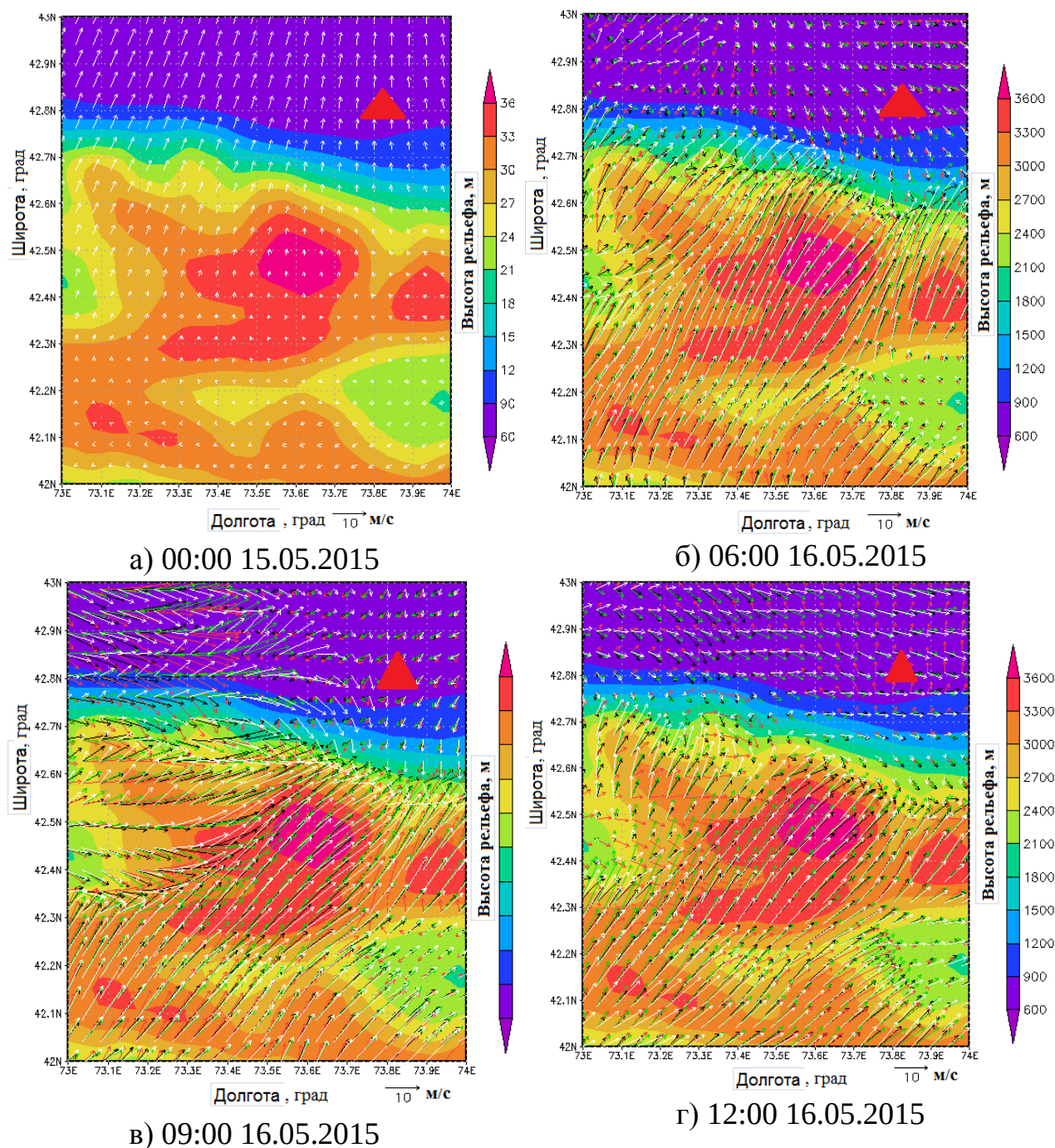


Рисунок 4.6 – Поле скорости ветра в зависимости от эмпирического коэффициента. Цвет стрелок зависит от C_k : черный ($C_k=0,4$), красный ($C_k = 0,2$), зеленый ($C_k = 0,6$), белый ($C_k = 0,8$) при $C_\varepsilon=0,7$

Для прояснения ситуации рассмотрим вертикальные разрезы метеорологических полей. На рисунках 4.7 и 4.8 приведены вертикальные разрезы температуры и скорости ветра за разные сроки. Видно, что наблюдается изменение скорости и направления ветра в зависимости от

коэффициента C_k при обтекании возвышенностей. При обтекании гор возможно генерирование гравитационных орографических волн или блокирование потока. Наиболее простые оценки параметров возникновения барьерного эффекта даны в работе Уилсона [2].

Согласно Уилсону при средних значениях скорости (U) 20 м/с (рисунок 4.7 а, б) и $N = 0,01 \text{ с}^{-1}$ значение H не превышает 2 км. Анализ результатов (рисунок 4.8) показывает, что при обтекании гор с высотой 1-2 км воздух обладает достаточной кинетической энергией и преодолевает первые встречающиеся хребты, при этом генерируются орографические гравитационные волны, которые в своём дальнейшем движении сталкиваются с горами высотой около 3,8 км, следствием чего являются турбулентные возмущения в районе рассматриваемой станции (долгота станции 73.83 град).

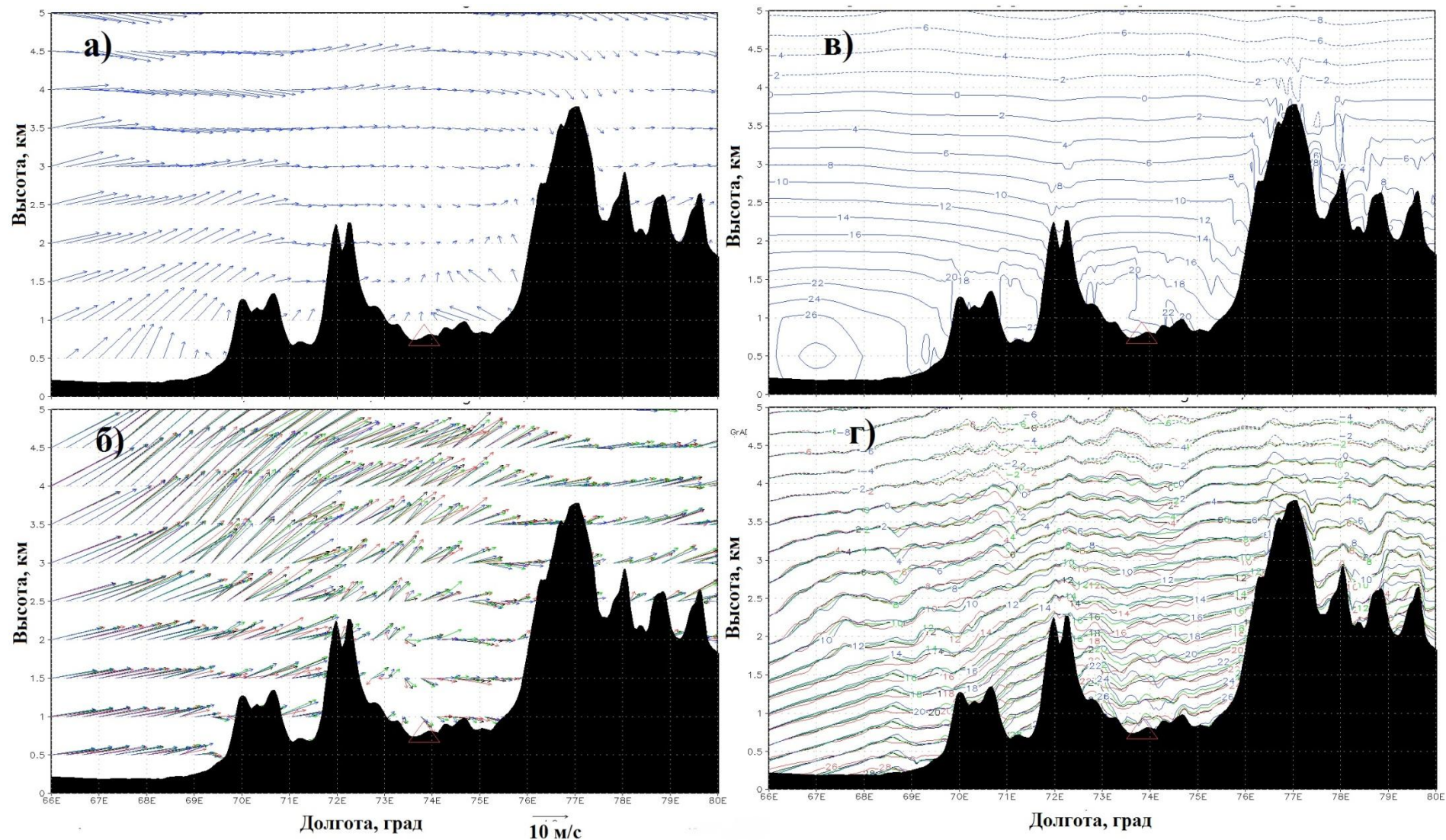


Рисунок 4.7 – Вертикальный разрез вдоль широты: а) скорость ветра за срок 20150515 00:00, б) скорость ветра за срок 20150516 06:00, в) температура за срок 20150515 00:00, г) температура за срок 20150516 06:00; цвета в зависимости от эмпирического коэффициента: черный ($C_k=0,4$), красный ($C_k = 0,2$), зеленый ($C_k = 0,6$), синий ($C_k = 0,8$) при $C_\varepsilon=0,7$

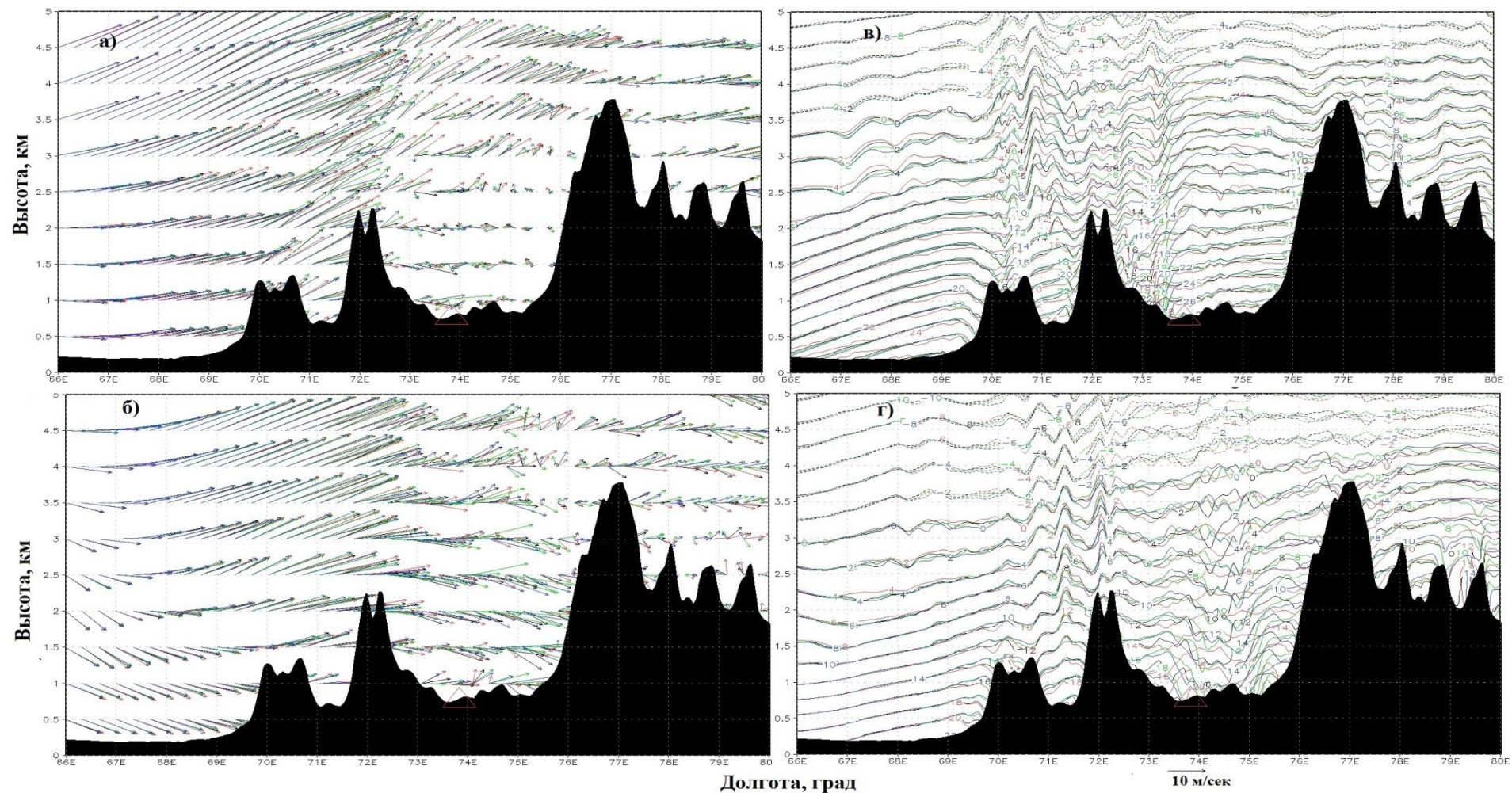


Рисунок 4.8 – Вертикальный разрез вдоль широты: а) скорость ветра за срок 20150516 09:00, б) скорость ветра за срок 20150516 15:00, в) температура за срок 20150516 09:00, г) температура за срок 20150516 15:00; цвета в зависимости от эмпирического коэффициента: черный ($C_k=0,4$), красный ($C_k = 0,2$), зеленый ($C_k = 0,6$), синий ($C_k = 0,8$) при $C_\epsilon=0,7$

Анализ численных экспериментов показывает, что в зависимости от эмпирического коэффициента (C_ε), влияющего на диссипацию турбулентной энергии, ошибки прогноза температуры на уровне 2 м, скорости ветра на уровне 10 м (рисунок 4.9, таблица 4.1) меняются лишь в определенном регионе. Аналогична и зависимость от эмпирического коэффициента (C_k), влияющего на коэффициент турбулентности (рисунок 4.1). А в остальных регионах метеорологические поля практически не зависят от эмпирического коэффициента C_ε .

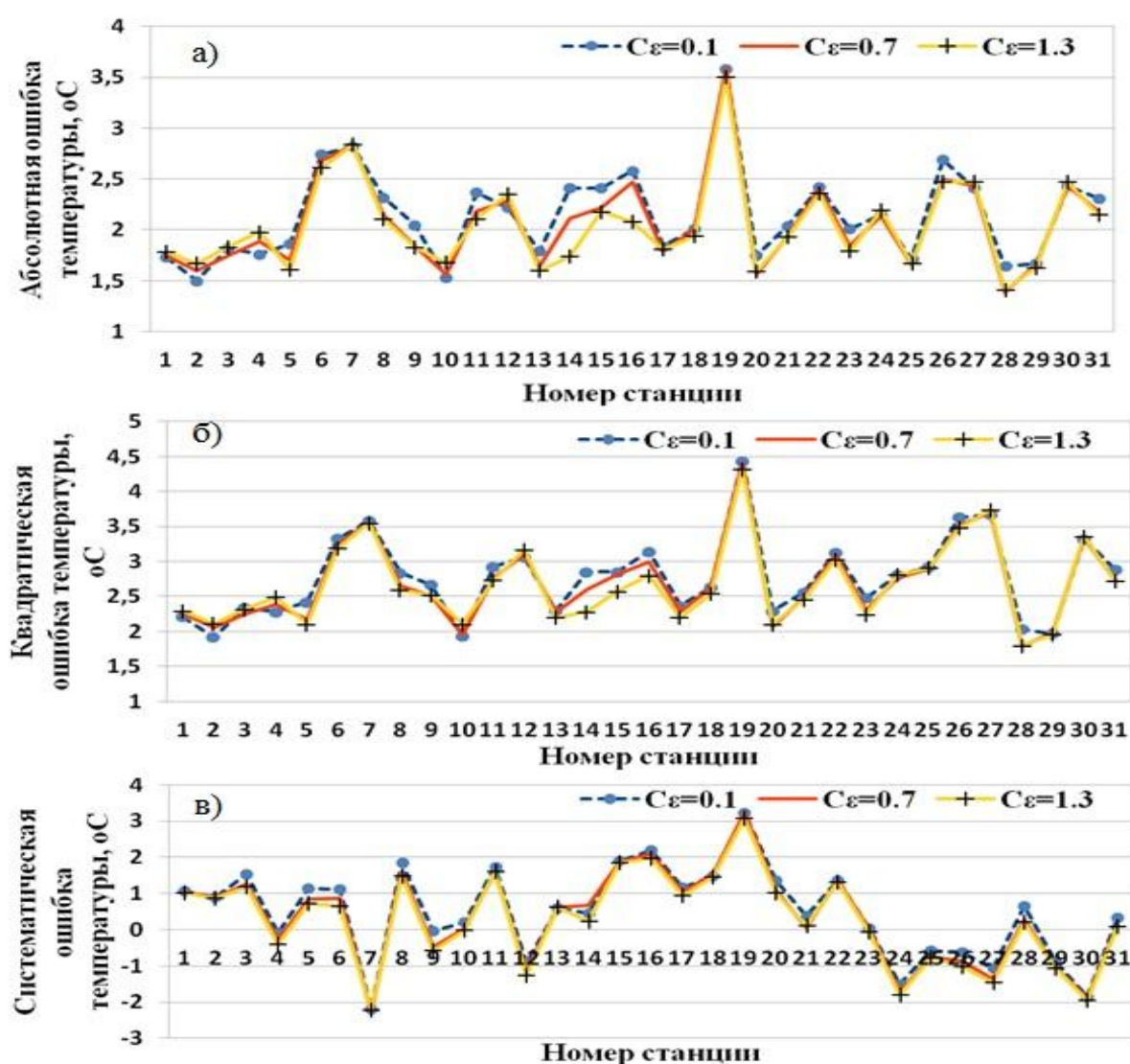


Рисунок 4.9 – Средние значения а) абсолютных, б) средних квадратических, в) систематических ошибок температуры по станциям при разных эмпирических коэффициентах (C_ε) и при $C_k=0,4$ за период с 01 по 31 мая 2015 г.

Таблица 4.1 – Средние ошибки прогноза скорости ветра при $C_\varepsilon=(0,1; 0,7;1,3)$ и $C_k=0,4$ за период с 01 по 31 мая 2015 г.

№ станции	$C_\varepsilon=0,1$	$C_\varepsilon=0,7$	$C_\varepsilon=1,3$	$C_\varepsilon=0,1$	$C_\varepsilon=0,7$	$C_\varepsilon=1,3$	$C_\varepsilon=0,1$	$C_\varepsilon=0,7$	$C_\varepsilon=1,3$
	Средняя абсолютная (δ), м/с			Средняя квадратическая (σ), м/с			Средняя систематическая (ε), м/с		
13	2,4	2,3	2,1	2,9	2,8	2,7	1,8	1,7	1,6
14	1,8	1,7	1,4	2,0	2,2	1,9	1,1	1,3	1,0
15	2,4	2,2	1,9	1,5	1,5	1,4	2,3	2,2	1,9
16	3,2	3,0	2,8	4,1	3,9	3,6	2,4	2,4	2,2

Анализ результатов исследования моделирования температуры и скорости ветра (рисунок 4.9, таблица 4.1) показывает, что наименьшие ошибки в прогнозе температуры и скорости ветра возникают при использовании $C_\varepsilon=1,3$. Например, для станции под номером 14, при $C_\varepsilon=1,3$ средняя абсолютная ошибка прогноза температуры и скорости ветра составляет $1,6\text{ }^\circ\text{C}$ и $1,4\text{ м/с}$, а при $C_\varepsilon=0,1$ средняя абсолютная ошибка прогноза температуры и скорости ветра равна $2,4\text{ }^\circ\text{C}$ и $1,8\text{ м/с}$, соответственно.

Рассмотрим суточный ход средней относительной ошибки прогноза температуры для станции под номером 14, который приведён на рисунке 4.10.

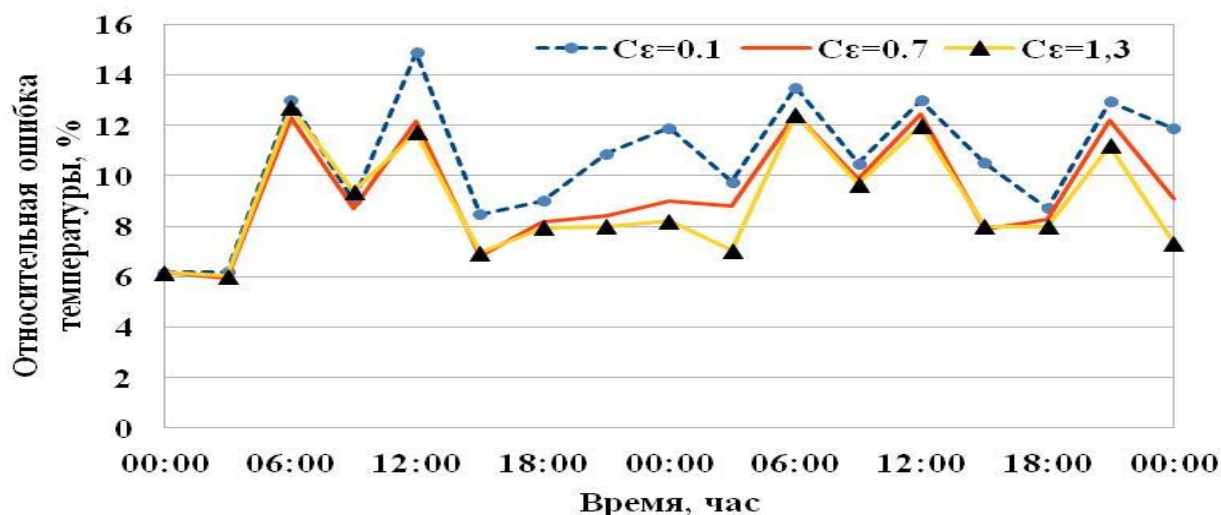


Рисунок 4.10 – Суточный ход средней относительной ошибки прогноза температуры $C_\varepsilon=(0,1; 0,7;1,3)$ и $C_k=0,4$ за период с 01 по 31 мая 2015 г.

Аналогично, наибольшая относительная ошибка прогноза температуры, соответствует максимальному развитию горно-долинной циркуляции (рисунок 4.10).

Анализ результатов исследования (рисунок 4.10) показывает прямую зависимость прогностических значений температуры от коэффициента C_ε – при маленьких значениях C_ε средняя относительная ошибка температуры больше, чем при больших значениях C_ε . Это связано с тем, что при больших значениях C_ε путь смещения уменьшается и турбулентные вихри разрушаются, переходя в тепло, быстрее диссипируются не успев обогнуть хребет.

Результаты численных экспериментов с выбранными оптимальными коэффициентами C_k и C_ε представлены на рисунке 4.11.

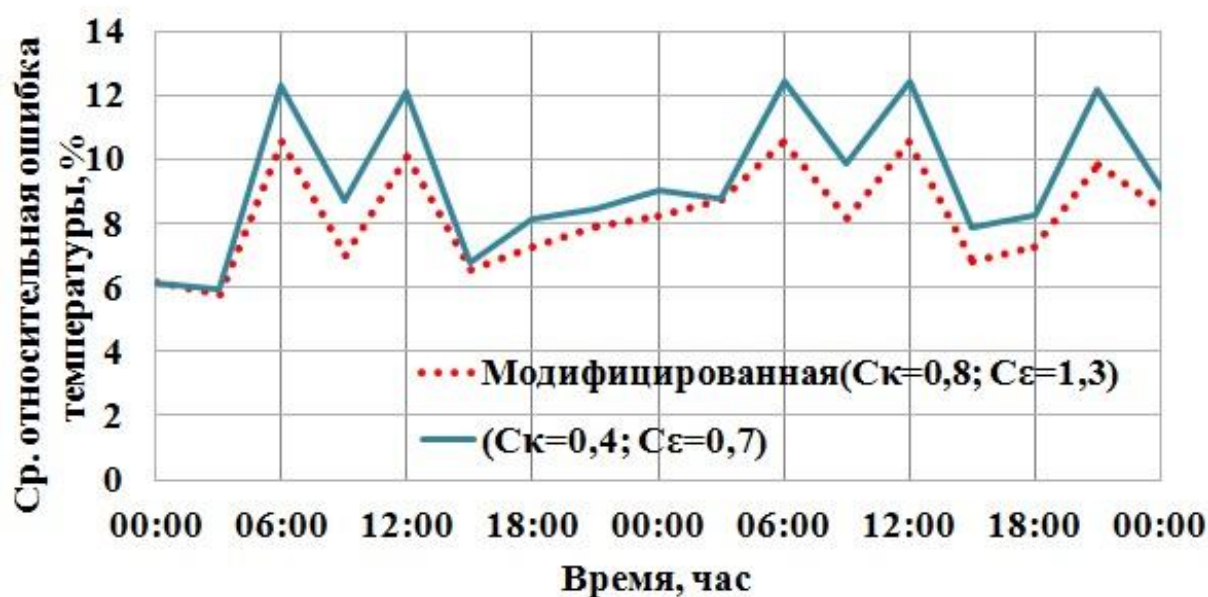


Рисунок 4.11 –Средняя относительная ошибка прогноза температуры для старой и модифицированной схемы ППС с 01 по 31 мая 2015 г.

Анализ суточного хода средней относительной ошибки прогноза температуры для станции под номером 14 (рисунок 4.11) показывает улучшение качества моделирования температуры с использованием модифицированной схемы ППС.

С целью возможного улучшения качества моделирования атмосферных процессов, были проведены численные эксперименты с использованием модифицированной схемы ППС на сетках с более высокими пространственными разрешениями.

Сетки, используемые в численных экспериментах:

- а) 562 узлов с запад на восток и 372 узлов с юга на север, с горизонтальным разрешением 2,5 км и шагом по времени 15 секунд;
- б) 1124 узлов с запад на восток и 744 узлов с юга на север, с горизонтальным разрешением 1,25 км и шагом по времени 6 секунд;

При проведении численного эксперимента с пространственным разрешением 1,25 км возникла вычислительная неустойчивость и привела к нереально сильному росту скорости ветра (рисунки 4.12 и 4.13).

На рисунке 4.11 представлены поля горизонтальной скорости ветра на пятом шаге интегрирования по времени (заблаговременность 24 секунды), когда возникла вычислительная неустойчивость, которая привела к остановке моделирования. Вычислительная неустойчивость возникла в высокогорном регионе, где горные хребты достигают 4-6 км и имеют крутые склоны (рисунке 4.11). Моделируемая горизонтальная скорость ветра в этом регионе достигла 120 м/с.

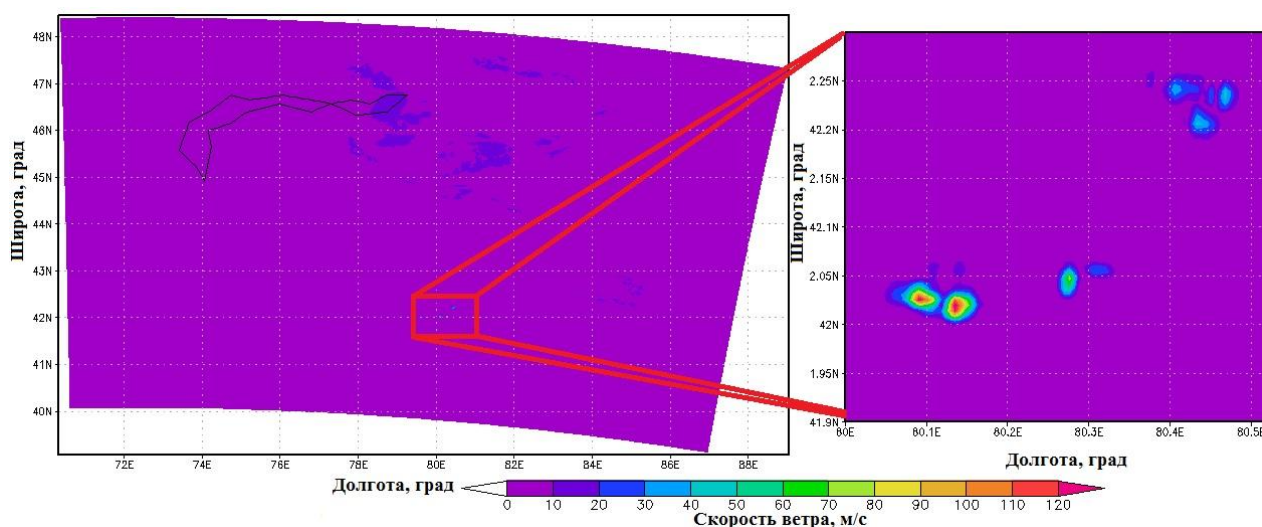


Рисунок 4.12 – Скорость ветра по горизонтали

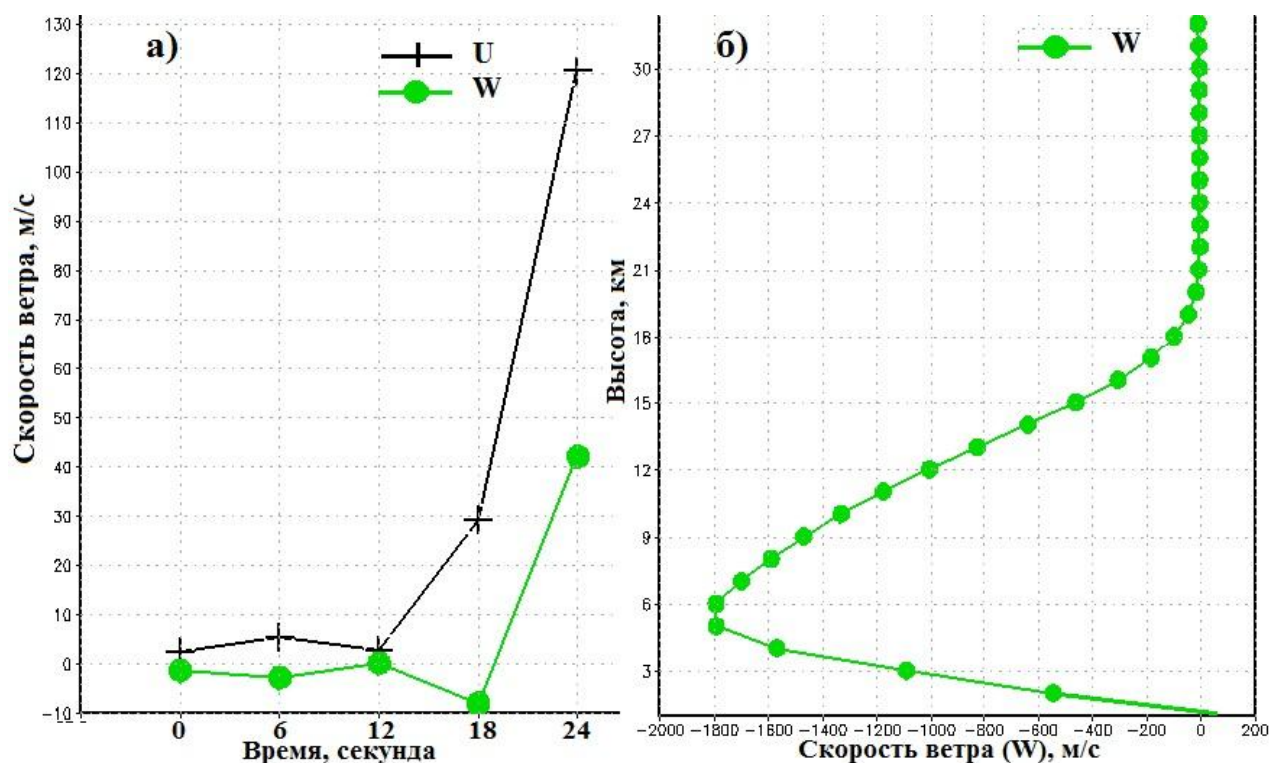


Рисунок 4.13 – Скорость ветра в узле возникновения вычислительной неустойчивости: а) временной ход горизонтальной и вертикальной скорости ветра, б) вертикальная скорость перед «вычислительным коллапсом»

Анализ полученных результатов моделирования показывает сильный рост вертикальной скорости (рисунок 4.13 а), которая достигла -1800м/с и привела к прекращению моделирования.

Для борьбы с вычислительной неустойчивостью использовали демпфирование акустических мод ($w_{damping}$). Для того чтобы увеличить точность метода расщепления интегрировали акустические моды, используя меньший акустический шаг внутри большого шага схемы РКЗ. А также использовали по ранее описанной формуле (1.16) акустический коэффициент дампинга – $\beta=0,8$, вместо 0,1.

Сравнить результаты численных экспериментов с модифицированной схемой ППС на сетках (5 км, 2,5 км и 1,25 км) и результаты моделирования GFS (Global Forecasting System – Глобальная Система Прогноза) [91] с

пространственным разрешением 28 км можно по графикам, приведённым на рисунке 4.14.

Так как основной задачей региональной модели является улучшение качества прогнозов по глобальной модели, из которой берутся начальные данные и краевые условия. Для региональной модели используемой в Гидрометслужбе Киргизии, начальные данные и краевые условия берутся из прогноза GFS.

По результатам моделирования адаптированная региональная модель с использованием модифицированной схемы ППС показывает лучшее качество прогнозов, чем результаты прогноза по модели GFS.

В результатах численных экспериментов (рисунок 4.14) наблюдается улучшение качества моделирования метеорологических полей с увеличением пространственного разрешения модели, но стоит отметить, что время вычисления увеличилось. Прогноз с заблаговременностью 48 часов на вычислительной технике Киргизской Гидрометеорологической службы занял:

- для пространственного разрешения 5 км — 6 часов;
- для пространственного разрешения 2,5 км — 46 часов;
- для пространственного разрешения 1,25 км — 336 часов.

Переход на более мелкие сетки улучшает качество моделирования атмосферных процессов, но при существующих вычислительных ресурсах использование пространственного разрешения 5 км является оптимальным для моделирования атмосферных процессов на территории Киргизии.

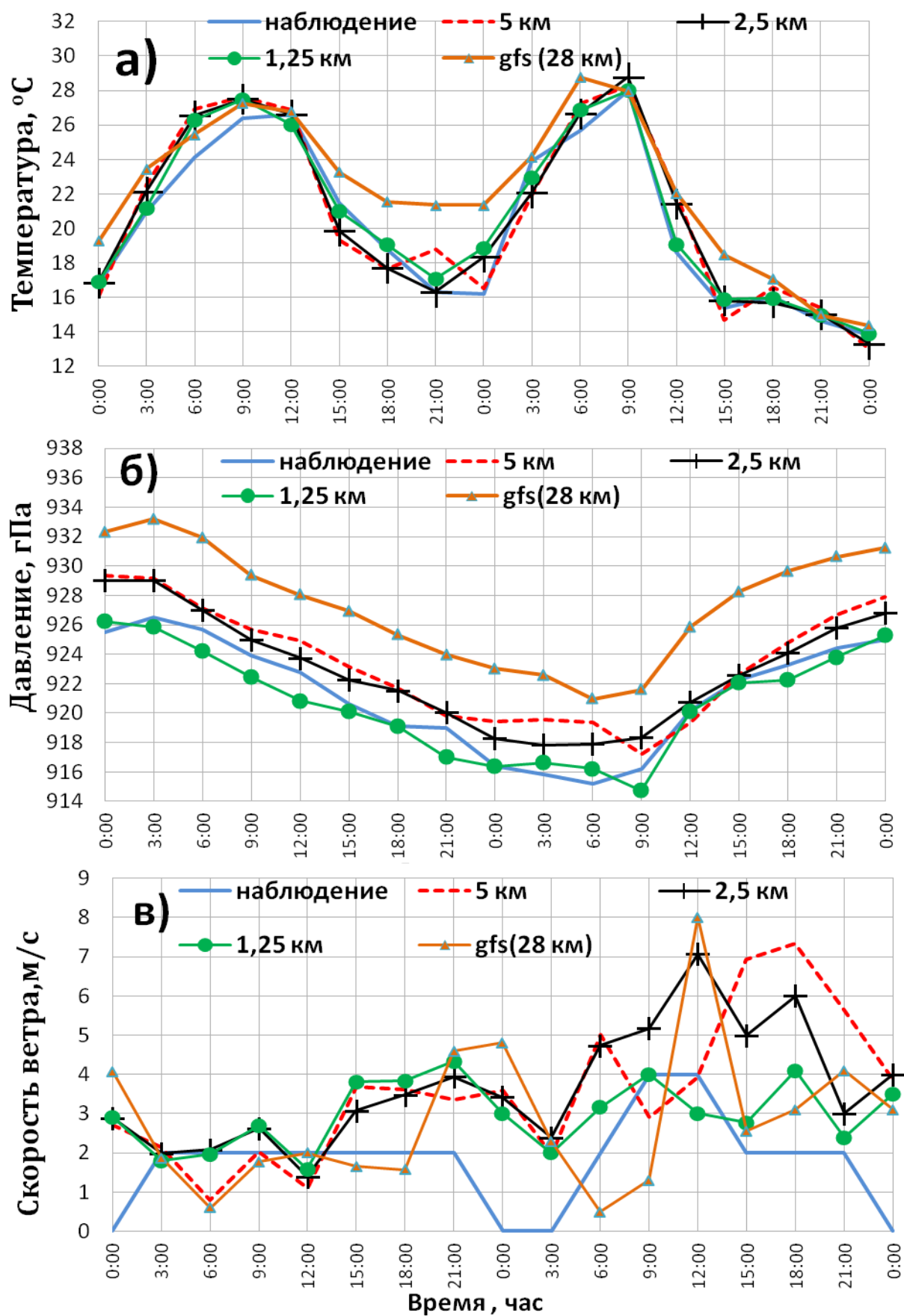


Рисунок 4.14 – Результаты прогноза по различным моделям: GFS и WRF-ARW (с разрешением 5км, 2,5км и 1,25км)

Выводы из главы

В результате исследований, описанных в этой главе, можно сделать следующие выводы:

- для регионов незащищенных горными хребтами от вторжения крупномасштабных потоков большое значение приобретает качественная параметризация пограничного слоя атмосферы, которая особенно сильно влияет на модельные поля температуры и скорости ветра.

- повысить качество описания пограничного слоя атмосферы можно, варьируя пространственными масштабами и интенсивностью модельного перемешивания в пограничном слое атмосферы, так как увеличение пути смешения и коэффициента турбулентного обмена приводит к лучшему описанию перестройки метеорологических полей под воздействием натекающего потока и местной циркуляции.

- при расчете диссипации КЭТ для территорий наиболее подверженных воздействию крупномасштабных потоков использование эмпирического коэффициента $C_\varepsilon = 1,3$ в параметризации ППС Бужо-Лакаре дает наилучший результат при моделировании, что объясняется лучшим описанием пути смешения и диссипации турбулентных вихрей.

- использования пространственного разрешения 5 км является оптимальным для моделирования атмосферных процессов на территории Киргизии.

5 Оценка влияния усвоения данных наблюдений на качество моделирования атмосферных процессов в регионе со сложным рельефом

Известно, что успешность гидродинамического моделирования во многом зависит от качества начального анализа, будь это субъективный либо объективный анализ [141]. В свою очередь, анализ напрямую зависит от количества наблюдений: чем их больше и чем равномернее они расположены, тем более детально можно проанализировать пространственное распределение характеристик атмосферы. В реальности не имеется достаточного количества измерений, описывающих пространственно-временную изменчивость метеорологических полей в атмосфере у поверхности земли и в верхних слоях. Что касается горного региона, задача определения вектора состояния атмосферы усложняется тем, что очень ограниченное количество данных горных метеорологических станций репрезентативно, монтаж метеорологической техники затруднен, средства дальней связи в горах очень дороги. Наличие орографических и, как следствие, термических и динамических неоднородностей подстилающей поверхности приводит к появлению особенностей в развитии атмосферных процессов.

В данной главе исследуются влияния усвоения наблюдений на качество гидродинамического моделирования атмосферы в горной местности.

5.1 Описание численных экспериментов по усвоение стандартных измерений

В качестве начальных данных для гидродинамических региональных моделей обычно используются или свои анализы или данные анализов мировых центров, например, данные Национального центра США по прогнозированию окружающей среды (NCEP), Европейского центра

среднесрочных прогнозов (ECMWF), Японского метеорологического агентства (JMA) и другие. Эти данные часто имеют достаточно грубое пространственное разрешение (в лучшем случае 0.25°). При этом известно, что в ряде случаев имеет место значительное расхождение между данными модельного анализа и результатами наблюдений [142,143]. Отличия могут быть обусловлены различными факторами, например, такими как, отсутствие данных с некоторых станций в международном обмене, опозданием данных измерений к сроку отсечения, особенностями интерполяции на модельную сетку, грубым пространственным разрешением анализа и т.д. Ошибки в начальных данных, естественно, служат источником ошибок прогноза. Исправить начальные данные можно, усвоив данные наблюдений не учтённые при разработке реанализа [144].

Начальные условия, используемые в модели WRF-ARW, могут задаваться аналитически при решении идеализированных задач или браться из крупномасштабных анализов и прогнозов [145].

Для гидродинамической мезомасштабной модели WRF-ARW, используемой в прогностических целях, требуется информация о геопотенциале, температуре, влажности, горизонтальных компонентах вектора скорости ветра, температуре подстилающей поверхности, приземном давлении, температуре почвы, водном эквиваленте снежного покрова. Вертикальная скорость воздушных потоков, а также все величины, характеризующие гидрометеоры, принимаются в начальный момент равными нулю [146].

В данной работе в качестве начальных и граничных условий были использованы данные реанализа NCEP[94]. Обновление граничных данных производилось каждые 6 часов.

Существует система ассимиляции данных наблюдений модели WRF (WRF-DA), которая представлена на рисунке 5.1 [145].

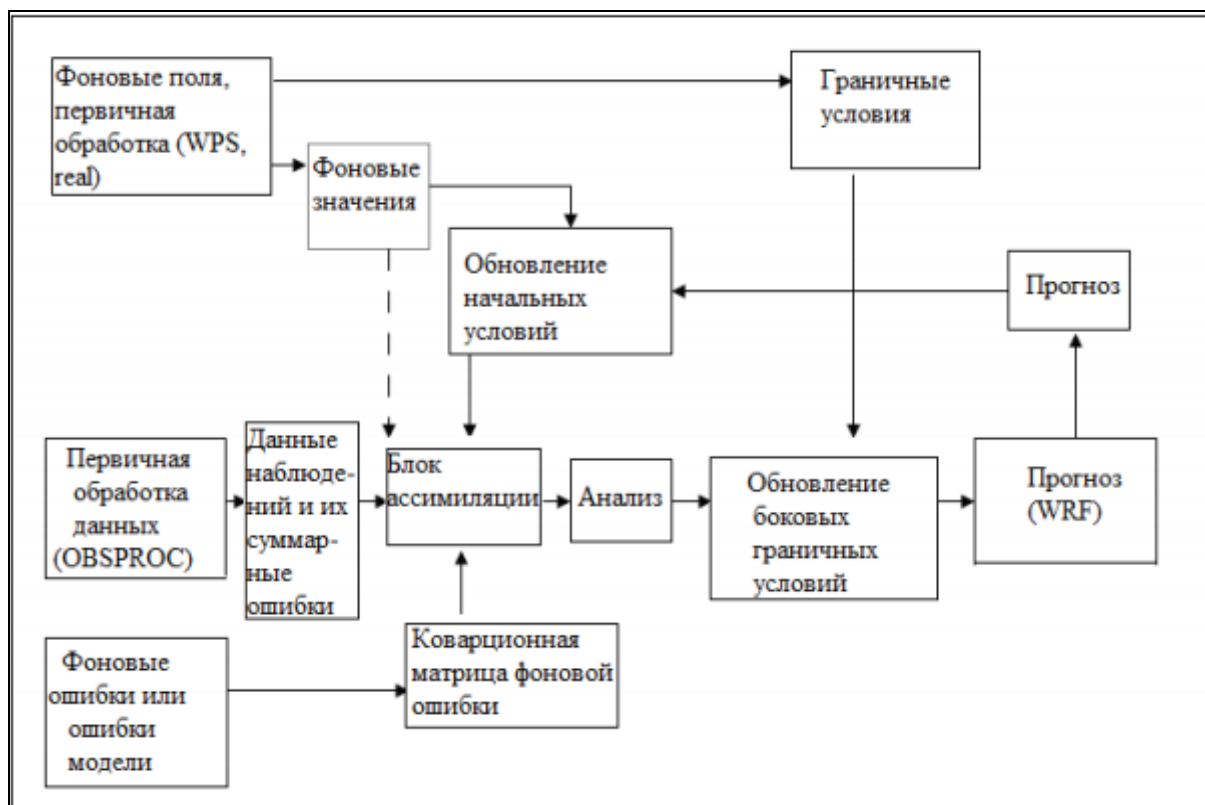


Рисунок 5.1 – Блок-схема системы мезомасштабного гидродинамического моделирования, созданная на основе модели WRF-ARW [146]

Для уточнения начального состояния атмосферы, используемого для численного моделирования, были ассимилированы данные наземных наблюдений по 31 метеорологической станции, не входящие в международный обмен. В международном обмене участвуют только 7 метеорологических станций исследуемого региона. В эксперименте использовалась трехмерная вариационная ассимиляционная схема (3D-VAR), входящая в состав пакета WRF-DA 3.6.1 [147]. Метод усвоения данных наблюдений основан на минимизации функционала:

$$J(X) = \frac{1}{2}(X - X_B)^T B^{-1}(X - X_B) + \frac{1}{2}(Y - H(X))^T R^{-1}(Y - H(X)) \quad (5.1)$$

где, X — вектор состояния атмосферы;

- X_B — исходное состояние (фоновое);
- Y — наблюдения;
- H — оператор наблюдений;
- B — матрица ковариаций ошибок модели;
- R — матрица ковариаций ошибок наблюдений.

Ковариационная матрица ошибок модели может быть получена от NCEP на основе прогнозов модели GFS (Global Forecasting System – Глобальная Система Прогноза) или вычислена на основе предыдущих прогнозов самой модели WRF, когда в качестве первого приближения (фоновое значение) используется предыдущий прогноз. В наших исследованиях использовался первый вариант задания матрицы ошибок модели, так как в качестве первого приближения использовали данные NCEP.

В рамках данных численных экспериментов проводились оценки влияния на конечный прогностический результат начальных и граничных условий, заданных без учета ассимиляции и с учетом ассимиляции метеорологических данных наземных наблюдений. Численные эксперименты проводились заблаговременностью 48 часов для всего мая 2015 года. Всего рассчитано и оценено 60 прогнозов.

В экспериментах по усвоению с использованием вариационной схемы и модели WRF-ARW использовалась следующая информация:

- приземное давление, температура воздуха на высоте 2 м, зональная и меридиональная составляющие скорости на высоте 10 м и температура точки росы, полученные по результатам наблюдений на наземных метеорологических станциях;
- все метеорологические поля данных реанализа NCEP;

Наряду с визуальными оценками качества прогноза, была проведена дополнительная статистическая оценка успешности прогноза. Для оценки

качества моделирования метеорологических полей были рассчитаны ранее описанные ошибки, с учетом ранее определенной в главе 3 поправки на разницу высоты станции и модельного узла.

5.2 Результаты численных экспериментов по усвоению стандартных измерений

Рассчитана средняя абсолютная ошибка прогнозов (δ), средняя систематическая ошибка прогнозов (ϵ), средняя квадратическая ошибка прогнозов (σ) и среднее значение фактической исследуемой метеорологической величины за 30 дней (таблицы 5.1, 5.2 и 5.3).

В таблицах 5.1, 5.2 и 5.3 приведены рассчитанная средняя абсолютная ошибка прогнозов (δ), средняя систематическая ошибка прогнозов (ϵ), средняя квадратическая ошибка прогнозов (σ) исследуемой метеорологической величины с учетом ассимиляции и без учета ассимиляции.

Таблица 5.1 – Средние значения ошибок прогноза температуры на уровне 2 м [°C] с ассимиляцией и без ассимиляции за период с 01 по 31 мая 2015 г.

№ станции	Среднее значение температуры, °C	Средняя абсолютная (δ)		Средняя квадратическая (σ)		Средняя систематическая (ϵ)	
		Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией
1	18,7	1,8	1,7	2,3	2,1	1,0	0,6
2	16,1	1,6	1,5	2,1	2,0	0,9	0,7
3	18,4	1,8	1,7	2,2	2,2	1,3	1,0
4	18,1	1,9	1,1	2,4	2,4	-0,3	-0,5
5	16,2	1,7	1,7	2,2	2,2	0,9	0,7
6	14,0	2,7	2,7	3,2	3,2	0,9	0,8
7	5,0	2,8	2,1	3,6	3,4	-2,3	-2,3
8	19,6	2,2	2,1	2,7	2,6	1,6	1,2
9	17,8	1,8	1,1	2,5	2,5	-0,5	-0,5
10	13,7	1,6	1,5	2,0	1,2	1,0	-0,4
11	10,9	2,2	2,1	2,8	2,8	1,6	1,4
12	11,3	2,3	2,2	3,1	3,0	-1,4	-1,3
13	18,9	1,8	1,2	2,3	2,1	0,6	0,4
14	18,5	2,2	1,6	2,8	2,1	1,7	0,0
15	18,8	2,2	2,1	2,8	2,1	1,9	1,6
16	18,3	2,5	2,4	3,1	3,0	2,1	2,1
17	17,0	1,8	1,7	2,3	2,0	1,0	1,0
18	12,9	2,0	2,0	2,6	2,5	1,5	1,5
19	9,0	3,6	3,4	4,4	4,4	3,2	3,1
20	3,4	1,6	1,6	2,1	2,0	1,1	0,8
21	9,9	1,9	1,1	2,5	2,7	0,1	-0,2
22	17,3	2,4	2,4	3,1	3,1	1,4	1,2
23	16,1	1,8	1,8	2,3	2,3	0,0	-0,1
24	13,8	2,1	2,3	2,8	2,2	-1,7	-1,7
25	13,1	1,7	1,5	3,9	3,0	-0,7	-0,6
26	13,1	2,5	2,5	3,5	3,5	-1,9	-1,0
27	12,7	2,4	2,4	3,7	3,7	-1,4	-1,5
28	13,5	1,4	1,3	1,8	1,7	0,3	0,1
29	4,1	1,7	1,6	2,0	1,9	-1,0	-1,0
30	13,0	2,4	2,4	3,3	3,3	-1,9	-1,2
31	14,0	2,2	2,1	2,7	2,7	0,1	-0,1

Таблица 5.2 – Средние значения ошибок прогноза давления [гПа] с ассимиляцией и без ассимиляции за период с 01 по 31 мая 2015 г.

№ станции	Среднее значение давления, гПа	Средняя абсолютная (δ)		Средняя квадратическая (σ)		Средняя систематическая (ϵ)	
		Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией
1	897,04	0,89	0,86	1,22	1,12	0,35	-0,30
2	865,32	6,55	5,68	6,58	5,73	6,55	5,68
3	917,91	1,33	1,94	1,66	1,39	1,33	1,94
4	902,14	1,16	1,01	1,68	1,31	1,16	1,07
5	869,76	1,95	1,55	1,22	1,78	-0,75	-1,47
6	849,77	3,70	2,95	14,96	15,05	-2,58	-3,33
7	698,96	0,80	1,17	1,89	1,08	1,80	1,17
8	927,70	1,20	1,18	2,55	1,59	1,34	-0,35
9	901,88	4,97	4,24	18,67	18,64	2,94	2,19
10	835,87	9,23	9,12	10,29	9,98	-9,93	-9,92
11	806,11	4,63	3,56	4,75	5,66	-4,63	-5,56
12	808,74	2,87	1,26	1,16	1,52	-0,99	-0,96
13	944,83	2,90	1,31	1,21	1,63	1,18	-1,00
14	924,55	2,18	1,24	2,33	1,48	2,10	0,96
15	929,33	3,32	2,45	2,15	1,57	3,32	2,45
16	922,44	2,07	2,06	2,55	2,48	-2,80	-2,00
17	899,75	2,19	2,13	2,09	1,46	2,19	2,13
18	843,51	0,77	1,69	1,88	1,30	1,77	1,69
19	788,67	1,63	2,21	2,28	1,49	1,63	2,21
20	687,00	2,53	1,17	0,69	1,32	-0,34	-1,16
21	784,77	10,57	10,42	3,25	3,25	10,58	10,57
22	915,72	2,09	1,32	2,31	1,66	1,97	0,80
23	879,91	2,06	1,48	1,03	1,22	1,56	1,48
24	835,63	18,41	17,41	18,44	17,44	-18,41	-17,41
25	839,58	2,97	1,17	1,99	1,08	1,97	1,17
26	825,14	10,78	9,71	14,84	14,39	-7,89	-6,84
27	825,35	2,07	1,33	2,34	1,60	2,04	1,08
28	851,29	3,20	2,95	4,60	4,26	-3,81	-3,59
29	659,75	2,13	1,90	2,29	2,04	-1,99	-1,89
30	798,81	0,90	1,21	1,18	1,15	-1,19	-0,89
31	833,54	11,59	10,77	11,76	10,94	11,58	10,75

Таблица 5.3 – Средние значения ошибок прогноза скорости ветра на уровне 10 м [м/с] с ассимиляцией и без ассимиляции за период с 01 по 31 мая 2015 г.

№ станции	Среднее значение скорости ветра, м/с	Средняя абсолютная (δ)		Средняя квадратическая (σ)		Средняя систематическая (ϵ)	
		Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией	Без ассимиляции	С ассимиляцией
1	2,8	2,2	2,1	2,7	2,5	2,0	1,9
2	2,8	2,9	2,0	1,7	1,7	2,9	3,0
3	2,4	3,4	3,4	10,2	10,0	0,5	0,5
4	2,0	1,6	1,6	2,1	2,0	0,9	0,8
5	0,5	2,3	2,1	3,1	2,7	2,2	2,0
6	0,9	2,9	3,0	1,7	1,7	2,9	3,0
7	0,6	2,8	3,4	3,2	3,9	2,6	3,2
8	1,3	2,4	2,2	2,9	2,3	2,3	2,2
9	0,2	1,8	1,8	2,3	2,2	1,7	1,6
10	0,9	2,8	2,8	3,4	3,4	2,8	2,8
11	0,4	3,7	3,6	4,3	4,3	3,7	3,6
12	1,2	2,3	2,3	2,9	2,9	1,9	1,9
13	2,4	2,3	2,3	2,8	2,8	1,8	1,7
14	1,6	1,7	1,7	2,2	2,2	1,3	1,2
15	1,6	2,2	2,2	1,5	1,4	2,2	2,2
16	1,7	3,0	2,9	3,9	3,8	2,4	2,3
17	0,8	3,6	3,6	4,0	4,0	3,3	3,3
18	1,0	3,0	2,9	3,5	3,5	2,7	2,6
19	1,5	3,2	3,7	1,8	1,9	3,2	3,7
20	1,9	2,9	2,8	3,6	3,5	2,5	2,4
21	0,1	2,2	2,2	2,7	2,7	2,2	2,2
22	0,8	4,0	4,1	6,5	6,6	3,0	3,1
23	1,0	3,2	3,1	3,9	3,8	2,8	2,7
24	4,1	2,4	2,4	3,5	3,4	-0,5	-0,5
25	1,0	1,9	1,9	1,4	1,4	1,9	1,9
26	1,6	2,0	1,9	2,6	2,5	1,4	1,3
27	2,1	1,7	1,7	2,1	2,1	1,0	0,9
28	1,4	2,4	2,3	3,0	2,9	2,1	2,0
29	3,0	2,5	2,4	3,0	3,0	1,4	1,4
30	2,1	2,3	2,5	4,8	4,7	1,0	1,2
31	1,2	3,0	3,0	6,0	6,0	2,1	2,1

Анализ полученных результатов (таблицы 5.1, 5.2 и 5.3), позволяет сделать однозначный вывод о том, что результаты численного моделирования заметно лучше в тех случаях, когда модель запускалась с применением ассимиляции данных. А также можно заметить относительно большие средние ошибки прогноза температуры и прогноза скорости ветра на некоторых станциях (под номерами 6, 7, 8, 19, 22, 30). Это объясняется тем, что все эти станции расположены в регионе со сложной орографией, где модельные узлы регулярной сетки и станция расположены в разных сторонах горных массивов, с разными режимами ветрового обдува и затененности, от которых, зависит попадание солнечных лучей. Например, станция Нарын под номером 30 (рисунок 5.2). Путем решения этой проблем является увеличение метеорологических станций в этих районах.



Рисунок 5.2 – Метеорологическая станция Нарын

Ошибки моделирования метеорологических полей на станциях, расположенных в равнинах и долинах, малы. Например, на станции 14 (Карабалта)(таблицы 5.1, 5.2 и 5.3), средняя абсолютная ошибка при использовании ассимиляции составляет для прогноза температуры – 1,6 °С, для прогноза давления – 1,24 гПа, для прогноза скорости ветра – 1,7 м/сек.

Сравним на примере результатов прогноза на станции Карабалта зависимость относительной ошибки прогноза температуры от заблаговременности прогноза. На рисунках 5.3 и 5.4 представлены относительные ошибки прогноза температуры и скорости ветра.

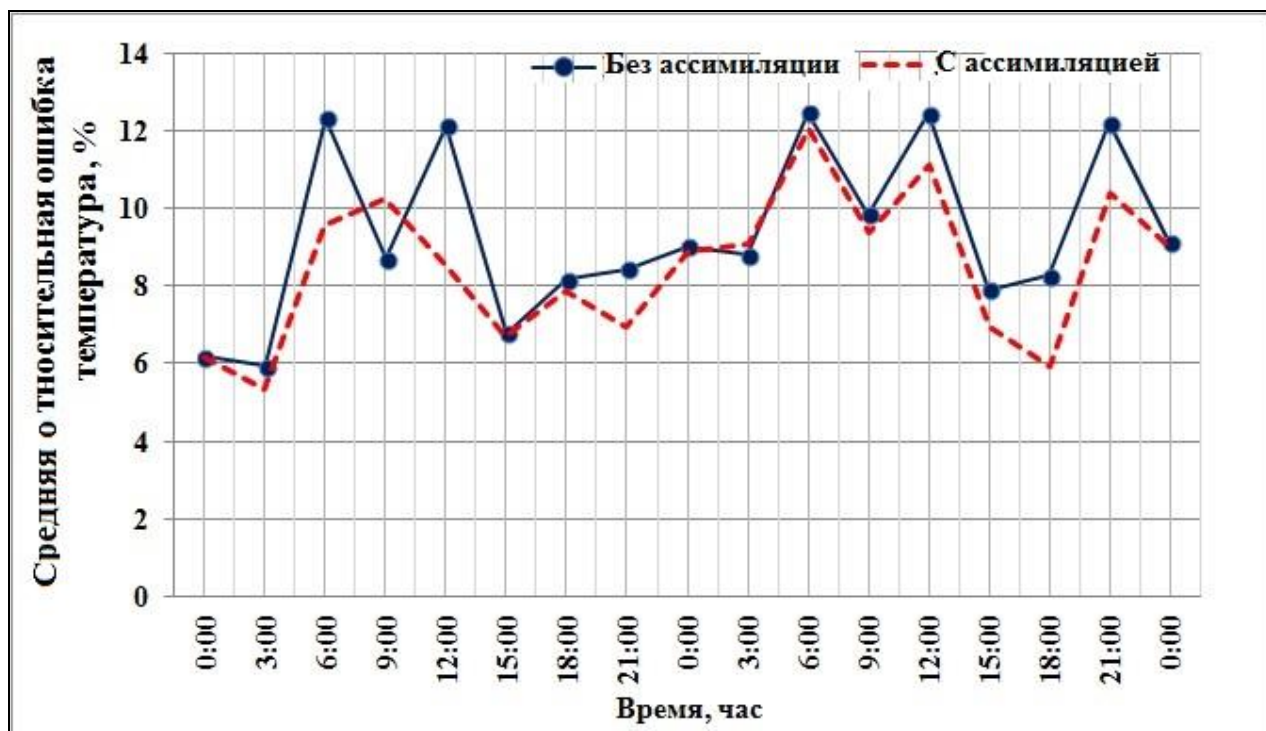


Рисунок 5.3 – Суточный ход средней относительной ошибки прогноза температуры за май 2015 года с учетом ассимиляции (пунктир) и без ассимиляции, для станции Карабалта

Чётко прослеживается улучшение прогноза температуры и скорости ветра (рисунок 5.3 и 5.4) при использовании трехмерной вариационной ассимиляции. Однако, средние относительные ошибки прогноза скорости ветра иногда достигают максимума 30%. Такая большая ошибка, вероятнее

всего, связана с несколькими факторами: во-первых, удалённость станции от узла модельной сетки, во-вторых, измерения ветра на метеорологических станциях не учитывают порывы, в-третьих, наблюдатель в качестве субъекта может внести свои ошибки. А также в модели скорости ветра не округляется до целых значений, что вносит дополнительные ошибки.

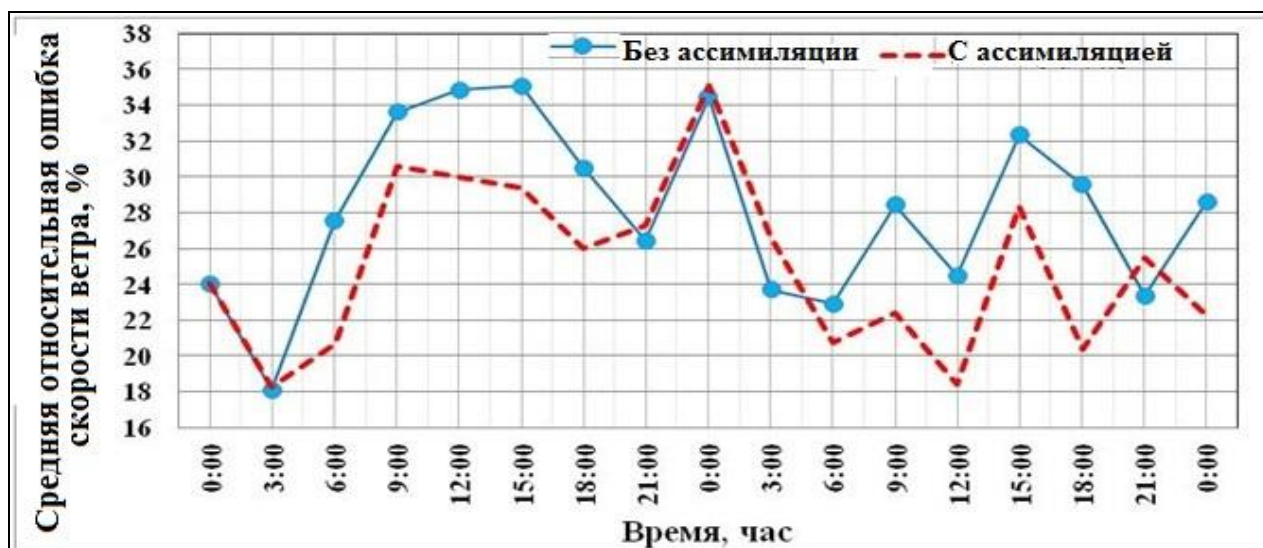


Рисунок 5.4 – Суточный ход средней относительной ошибки прогноза скорости ветра за май 2015 года с учетом ассимиляции (пунктир) и без ассимиляции, для станции Карабалта

Также проанализировано пространственно-временное распределение разности между прогнозами с усвоением и без усвоения (рисунки 5.5, 5.6, 5.7 и 5.8). На рисунках 5.5, 5.6 и 5.7 представлены разности между прогнозами с усвоением и без усвоения: а – прогноз на 3 часа, б – прогноз на 12 часов, в – прогноз на 24 часа и г – прогноз на 48 часов.

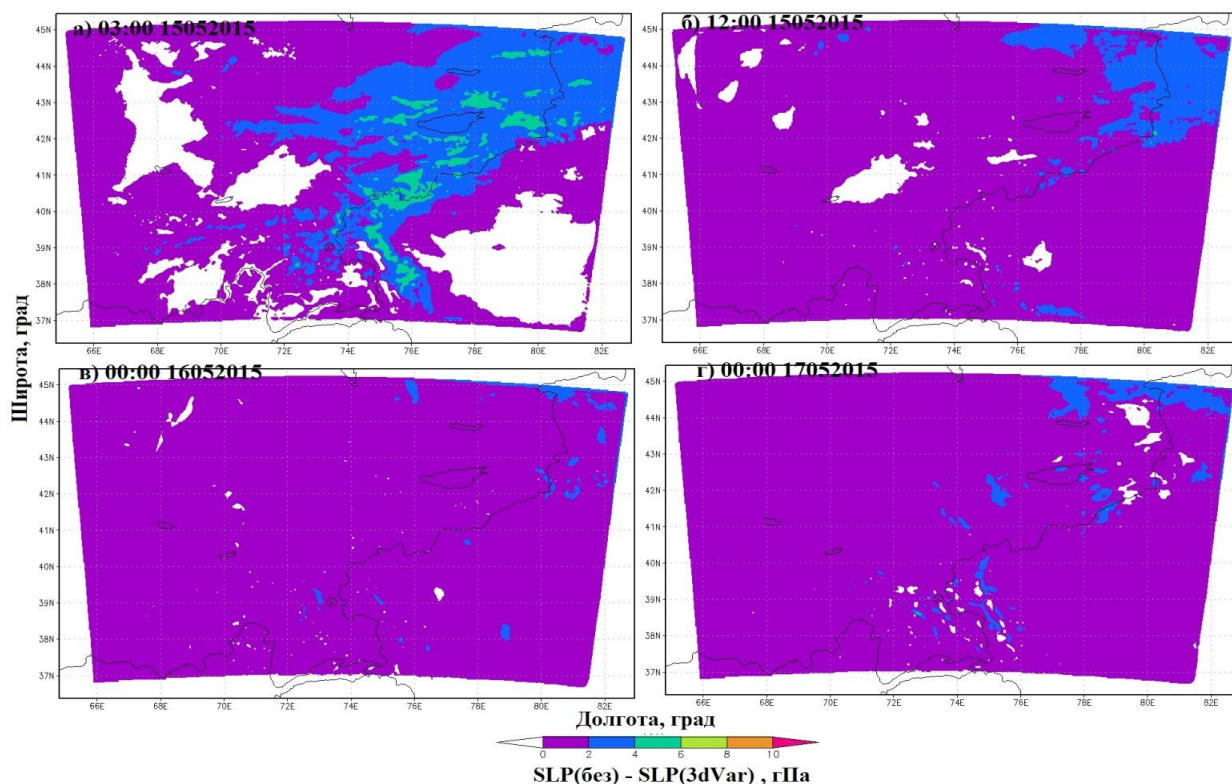


Рисунок 5.5 – Разность давления приведенного к уровню моря между прогнозом без усвоения и с усвоением; Прогноз от 00 ч 15052015

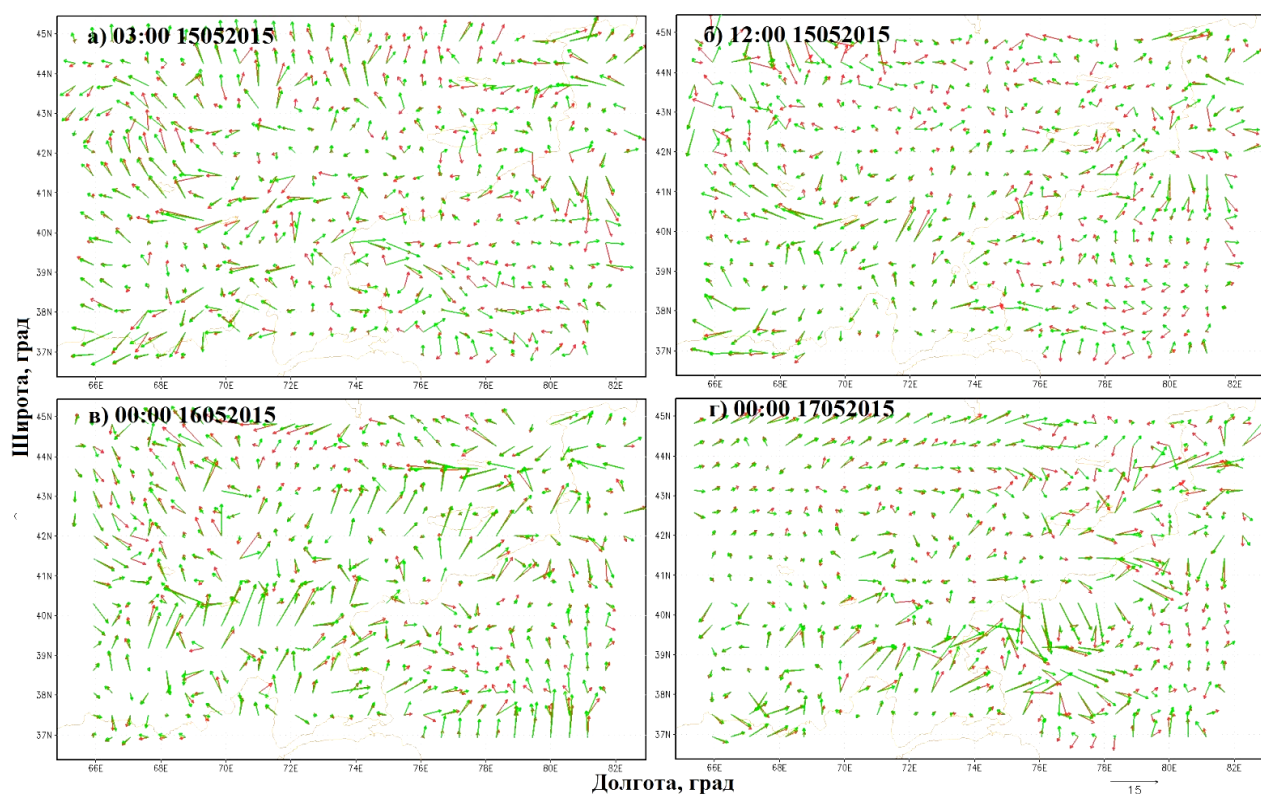


Рисунок 5.6 – Поле приземного ветра без усвоения (красные стрелки) и после усвоения данных (зеленые стрелки); Длина вектора, соответствующая скорости 15 м/с показана внизу рисунка; Прогноз от 00 ч 15052015

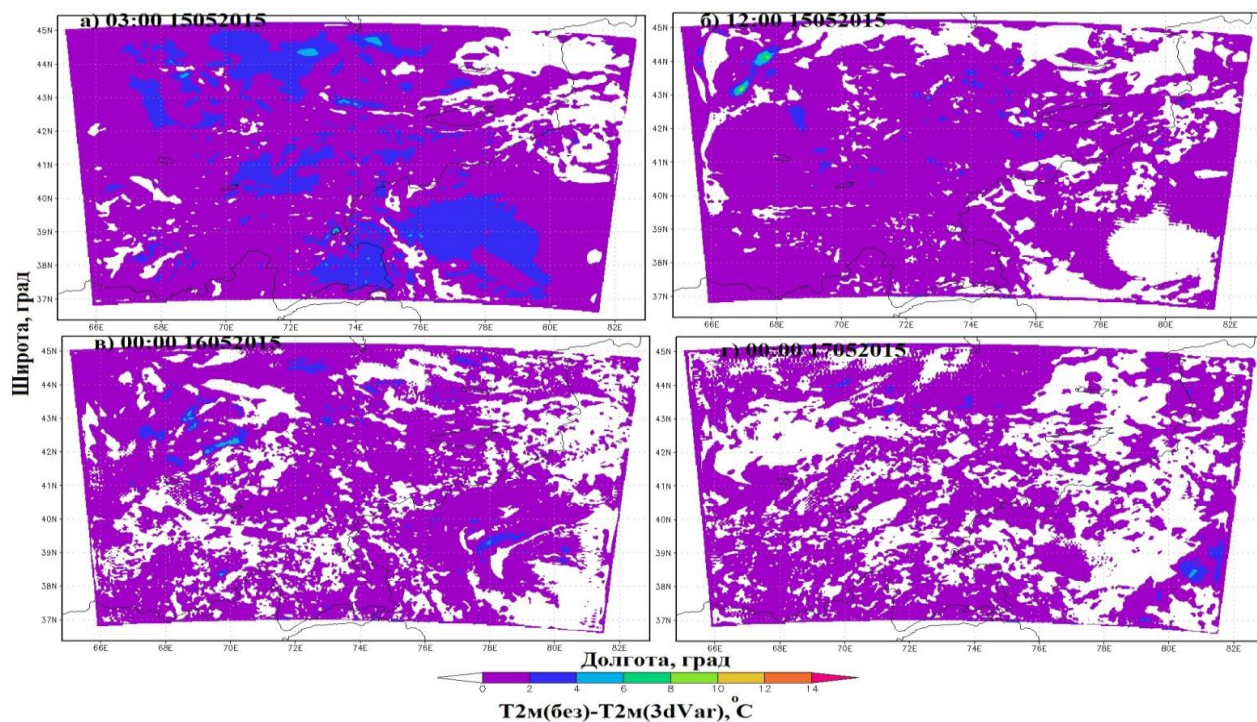


Рисунок 5.7 – Разность приземной температуры на уровне 2 метра между прогнозом без усвоения и с усвоением; Прогноз от 00 ч 15052015

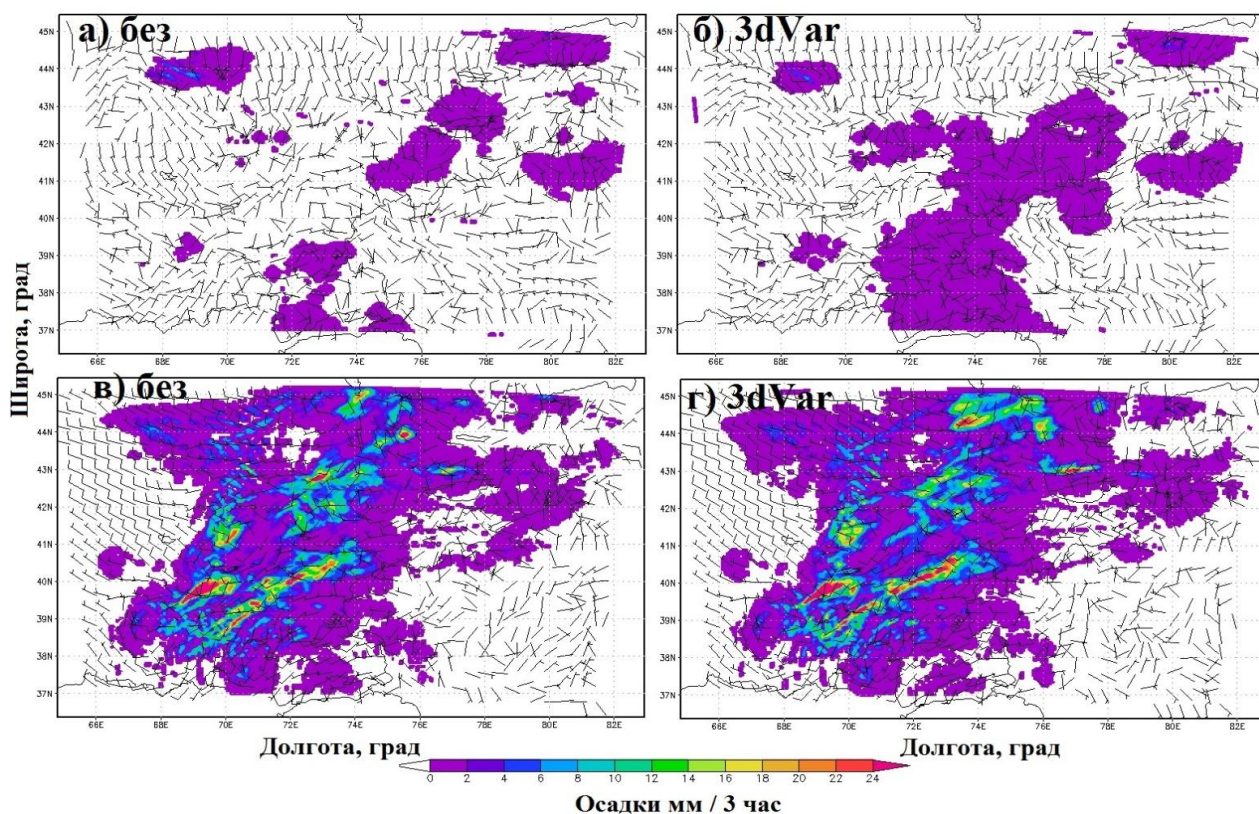


Рисунок 5.8 – Накопленная сумма количества осадков за период с 00:00 до 03:00 ч 15.05.2015 (а, б) и с 12:00 до 15:00 ч (в, г) 16.05.2015 по модели WRF с учетом усвоения (справа) и без него (слева)

Анализируя пространственно-временное распределение ошибок и разницу результатов прогнозов с ассимиляцией и без (рисунки 5.5, 5.6, 5.7, 5.8), можно убедиться, что в целом для территории Киргизии разность между прогнозами с ассимиляцией и без довольно быстро исчезает со временем – после 24 часов моделирования, т.е. ассимиляция начальных данных перестает сказываться на прогнозе. Разность прогноза температуры до 24 часов достигает 4°C, давления до 5гПа, а после 24 часов разность температуры достигает 2°C и давления 2гПа только на небольших участках.

Было выдвинуто предположение о том, что используемых данных наблюдений недостаточно для влияния на более долгие сроки моделирования и результаты прогноза определяются в большей мере граничными условиями. Для улучшения качества прогноза на промежутках времени более 24 часов требуется усвоения большей информации, например, результатов спутникового зондирования.

Несмотря на это, использование ассимиляции данных позволило в значительной степени скорректировать поле ветра и прогнозировать направления ветра более соответствующее наблюдавшимся.

Из этих результатов можно сделать вывод об максимальном окне ассимиляции – оно должно быть меньше 24 часов.

Выводы из главы

В этой главе исследовалась возможность использования данных стандартных измерений по 31 станциям не входящие в международный обмен для их усвоения в мезомасштабной модели атмосферы, с целью улучшения качества прогноза метеорологических полей над территорией со сложной орографией на примере Киргизии.

Была проведена предварительная оценка качества прогнозов по модели WRF-ARW для территории Киргизии на основе сопоставления результатов

численного моделирования (с ассимиляцией метеорологических данных по 31 наземным станциям и без ассимиляции).

На основе анализа результатов численного моделирования можно сделать вывод о целесообразности использования усвоения данных метеорологических наземных наблюдений по 31 станциям, не входящие в международный обмен, для улучшения качества прогноза на территории Киргизии.

Доказано, что оптимальное окно ассимиляции должно быть меньше 24 часов.

А также нужно отметить, что в рамках данной работы была создана комплексная технология краткосрочных прогнозов погоды в регионе со сложной орографией на основе мезомасштабной модели WRF-ARW. При создании данной технологии максимально использовались программно-аппаратные средства, прошедшие апробацию в оперативной работе в Агентстве по гидрометеорологии при Министерстве чрезвычайных ситуаций Киргизской Республики (Кыргызгидромет). Информационная продукция, создаваемая данной технологией, используется в настоящее время специалистами Кыргызгидромета в качестве консультативного материала при подготовке диагноза и прогноза погоды по региону.

В рамках этой технологии проводится прием, расшифровка и усвоение данных автоматизированных станций в кодах BUFR и данных наземных наблюдений сети Кыргызгидромета в кодах КН-01, используемых в дальнейшем в качестве граничных и начальных условий для гидродинамического моделирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулированы основные результаты и выводы, полученные в ходе диссертационного исследования.

1. Разработана методология краткосрочного прогноза погоды над территорией со сложной орографией. Показана важность выбора оптимальной комбинации схем параметризации физических процессов и особая значимость параметризаций конвекции, микрофизики облаков, ППС, что обуславливается влиянием мезомасштабных вертикальных токов и неравномерности нагрева на атмосферные процессы. При современных возможностях Гидрометслужбы Киргизии оптимальным является разрешение модели по горизонтали 5 км. Разработанная система гидродинамического моделирования, внедрённая в оперативную работу КыргызГидромета, позволила увеличить качество прогнозов примерно на 5%.

2. В результате исследования чувствительности моделирования атмосферных процессов на территории со сложной орографией к выбору комплекса параметризаций физических процессов получено, что наибольшая чувствительность связана с выбором схем параметризации ППС. В регионе со сложным рельефом локальные характеристики атмосферы в ППС меняются значительным образом и для корректного их описания предпочтительные использование схем параметризации ППС на основе решения уравнения кинетической энергии турбулентных пульсаций не ниже 1.5 порядка замыкания.

3. Предложена, реализована и протестирована модифицированная схема параметризации ППС. Показано, что в регионах со сложной орографией оптимальным является параметризация ППС на основе схемы Бужо-Лакаре (решается уравнение для КЭТ, имеет 1.5 порядок). Показано, что для повышения качества описания процессов в ППС на территории со сложной орографией решающим является определение пути смешения. Предложен и

реализован метод определения чувствительности качества прогноза к пути смещения и на основе этого получены оптимальные параметры схемы. Показано улучшение качества прогноза метеорологических величин при использовании модифицированной схемой параметризации ППС, особенно в районе, где рельеф открыт влиянию крупномасштабных потоков.

4. Показано, что взаимодействие крупномасштабного потока с местными циркуляциями наиболее сильно проявляется в регионах первичного столкновения потока с горным массивом. Во внутренних областях горной системы влияние крупномасштабного потока незначительно. Для территории Киргизии особое влияние оказывают северные арктические вторжения.

5. Разработан и реализован в форме программного модуля комплекс для верификации гидродинамического прогноза метеорологических величин на территории со сложной орографией. Показано, как при верификации прогнозов метеорологических полей необходимо учитывать разность высот модельного узла и метеорологической станции, а также выбирать станции для оценки качества моделирования на основе предварительного корреляционного анализа.

6. Реализован комплекс усвоения данных наблюдений наземных метеорологических горных станций, не входящих в международный обмен, в гидродинамическую модель. Показано, что наибольшее влияние ассимиляция оказывает на качество прогноза давления (уменьшение среднеквадратической ошибки на некоторых станциях на 50%). Показано, что усвоение данных метеорологических станций позволяет уменьшить ошибки прогноза метеорологических полей с заблаговременностью 24 ч.

В рамках данной работы была создана комплексная технология краткосрочных прогнозов погоды для Киргизии – региона со сложной орографией – на основе мезомасштабной модели WRF-ARW. При создании данной технологии максимально использовались программно-аппаратные средства, прошедшие апробацию в оперативной работе Агентства по

гидрометеорологии при Министерстве чрезвычайных ситуаций Киргизской Республики (Кыргызгидромет). Информационная продукция, создаваемая по данной технологии, используется в настоящее время специалистами Кыргызгидромета при подготовке прогноза погоды по региону. С внедрением разработанной системы гидродинамического моделирования атмосферных процессов в оперативную практику Кыргызгидромета оправдываемость прогнозов температуры, скорости и направления ветра, количество осадков, давления с 2015 по 2017 годы выросло для прогнозов на сутки с 89% до 94 %, на 3 суток с 87% до 92%. А также позволила давать более точные прогнозы в трудно доступных регионах горной местности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Улучшение гидрометеорологического обеспечения в Кыргызской Республике.– М.: Алекс., 2009.– С.4-5.
2. Барри, Р. Погода и климат в горах,– Л.: Гидрометеиздат, 1984.
3. Committee on Mountain Meteorology [Электронный ресурс] . – 2017. – Режим доступа: <https://www.ametsoc.org/stac/index.cfm/committees/committee-on-mountain-meteorology/>
4. Петросянц, М. А., О масштабе влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии / М. А. Петросянц, С. Т. Чанышева, О. И. Субботина // Труды САРНИГМИ. – 1974. – Вып.10. – С. 3-40.
5. Русин, И.Н. Синоптическая интерпретация данных при расчете ливневых осадков в горах: учебное пособие / И.Н. Русин. — СПб.: РГГМУ, 2003. – С. 31-41.
6. Годев, Н. Г. Численный эксперимент по учету орографии и трения в моделях динамики атмосферы / Н. Г. Годев, В. В. Пененко, Н. Н. Образцов // Метеорология и гидрология. – 1979. – №10, – С.5-13.
7. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций. - Труды ВМО, № 701.
8. Микашавидзе, В. А. Опыт расчета вертикальных движений атмосферы с учетом влияния орографии и фронтальных разделов / В. А. Микашавидзе, Р. И. Нозадзе // Труды Закавказского НИИГМИ. – 1969. – Вып.34 (40). – С.71-85.
9. Стулов, Е.А, Оценка орографического усиления осадков над мезомасштабными неоднородностями рельефа / Е. А. Стулов // Метеорология и Гидрология. – 1997. – № 5, – С. 27-35.
10. Шнайдман, В. Д. Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена в атмосфере / В. Д. Шнайдман, О. В. Фоскарино. – СПб.: Гидрометеиздат. 1995. – 161 с.
11. Carruthers, D. J. A model of the seeder-feder mechanism of orographic rain including stratification and drift effects / D. J Carruthers, T. W. Choularton // Quart.

- J. Roy. Met.Soc. – 1998. – Vol.109. –P. 461-462.
12. Huang, R. The response of hemisphere multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources / R. Huang, K. Gambo // J. Met.Soc. Jap. – 1982. –Vol.60. –P.78-92.
13. Lin, Y. L. Flow regimes and transient dynamics of two dimensional stratified Flow over isolated mountain ridge / Y. L. Lin, T. A. Wang // J. Appl. Met. – 1996. – Vol.53. – P.139-158.
14. Phisick, W. Review: Mesoscale modelling in complex terrain/ W. Phisick // Sci. Review. – 1988. –Vol.25.– P.199-235.
15. Richard, E. Numerical simulation of orographic enhancement of rain with mesoscale model/ E. Richard, N. Chaumerliac, J. Manfouf , E. Nickerson //J. Clim. and Appl. Met. – 1987.–Vol.26.– № 6.–P.100-110.
16. Robichaud, A.J. The modelling of warm orographic rain by seeder-feeder mechanism/ A. J. Robichaud, C.Z. Austin // Quart. J. Roy. Met. Soc.– 1988. – Vol.114.– №482.–P.80-92.
17. Schar, C. Shallow water flow past isolated topography/ C. Schar, R.B. Smith //J. Appl.Met.– 1993.– Vol.50. – №10. – P.1373-1412.
18. Tucker, D. Heavy rainfall in complex terrain: Insights from numerical model/ D. Tucker, E. Rafter //Met. Atmos. Phys. – 1989. –Vol.40. – P.194-210.
19. Кибель, И.А. Пространственная задача обтекания неровностей поверхности земли воздушным потоком/ И.А. Кибель // ДАН СССР.– 1955.– Т. 100.– № 2.–С.247-250.
20. Петренко, Н.В. О влиянии меридиональных горных хребтов на эволюцию циклонов / Н.В. Петренко // Труды Центрального института прогнозов.– 1948. –Вып.7. – С.88-160.
21. Ромов, А.И. О влиянии горных хребтов на воздушные течения/ А.И. Ромов // Труды УкрНИИГМИ.– 1964. – Вып.43. –С.80-95.
22. Ромов, А.И. Об учете характера воздушного потока при анализе и прогнозе влияния гор на облака и осадки/ А.И. Ромов // Труды

УкрНИИГМИ.– 1957.– Вып.7.– С.3-37.

23. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1981.

24. Дроздов, О.А. Влагооборот в атмосфере/ О.А. Дроздов, А.С. Григорьева.– Л.: Гидрометеиздат, 1963. –315 с.

25. Белов, П. Н. Численные методы прогноза погоды [Текст]/ П. Н. Белов, Е.П. Борисенков, Б.Д. Панин. – СПб. Гидрометиздат, 1989. – 376 с.

26. Курбаткин, В.П. Эмпирическая модель строения тропосферы в условиях горного рельефа/ В.П Курбаткин//Труды САРНИГМИ.– 1975.– Вып.100(181), –С.21-31.

27. Banciu, D. Verification of ALADIN model for mountain area/ D. Banciu // Proc. 24th Int. Conf. Alpine Meteorol. –Bled. Sept. 9-13. ICAM96.Ljubljana.– 1996.–P.160.

28. Bell, R.S. The forecasting of orographically enhanced rainfall accumulations using 10-level model data/ R.S Bell //Meteorol.Mag.–1978.–Vol.107.–P.113-124.

29. Bonelli, P. The forecast system of heavy rain and floods used in North-Western Italy: One year of results/ P. Bonelli, E. Turrone // Proc.24th Int.Conf.Alpine Meteorol. Bled. Sept. .9-13.ICAM96.Ljubljana.–1996.–P.345-352.

30. Olafsson, H. Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge/ H. Olafsson, P. Bougeault // J.Atmos.Sci.– 1996. Vol.53.–№ 17.–P.2465-2489.

31. Vrhovec, T. Model estimates of vertical velocity fields above the topography of western Slovenia/ T. Vrhovec // Proc. 24th Int. Conf. Alpine Meteorol. Bled. Sept. 9-13, ICAM'96. Ljubljana.– 1996. –P.112-118.

32. Smith, R.B. Hydrostatic airflow over mountains / R.B. Smith //Adv. Geophys.– 1988.–Vol.31. –P.1-41.

33. Smith, R.B. The influence of mountains on the atmosphere/ R.B. Smith //Adv. Geophys.– 1979.–Vol.21. –P.87-230

34. Опасные конвективные явления и их прогноз в условиях сложного рельефа/ Л.М. Фсдченко, Г.Г. Гораль, В.А. Беленцова, Н.М. Мальбахова. - М.: Гидрометеиздат.– 1991.–С.425.
35. Воронцов, П.А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы/ П.А. Воронцов. -Л.: Гидрометеиздат, 1966.-296 с.
36. Kim, Y.-J. Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model/ Y.-J. Kim, A. Arakawa //J. Appl. Met.– 1995.– Vol.52.– №11.– P.1875-1902.
37. Кожевников, В. Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор/ В. Н. Кожевников // Москва, "Научный Мир".– 1999. — С. 160.
38. Кожевников, В. Н.Орографические волны, облака и роторы с горизонтальной осью над горами Крыма / В. Н. Кожевников, Т. Н Бибикова, Е. В Журба// Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 1986. — Т. 22, № 7. — С. 682–690.
39. Кожевников, В. Н. Нелинейная многослойная модель обтекания неровности произвольной формы / В. Н. Кожевников, М. К. Беданов // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 1993. — Т. 29. № 6.
40. Мемариан, М. Х. Волновая облачность над горами / М. Х. Мемариан, В. Н. Кожевников, Л. Р. Дмитриева-Арраго // Метеорология и гидрология. — 2009. — № 9. — С. 60–71.
41. Кожевников, В. Н. Обтекание гор при сдвиге скорости потока / В. Н. Кожевников, К. Б.Моисеенко, Б. И. Волков // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2016. — Т. 52, № 6. — С. 660–668.
42. Ханн, А.П. Математическое моделирование тропических циклонов. - Л.: Гидрометеиздат.– 1984. – 247 с.
43. Arakawa, A. Adjustment mechanisms in atmospheric models/ A. Arakawa // J. Met.Soc.Jap.–1997.–Vol.75.–P.155-179.

44. Воробьев, В.И. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат.– 1991.
45. Субботина, О.И. Влияние орографии на температурный режим в горах. - Труды САРНИГМИ, 1971, вып.59.
46. Петросянц, М.А. Распределение дивергенции и вертикальных токов над территорией со сложной орографией в период холодных вторжений/ М.А. Петросянц, С.Г. Чанышева //Труды САРНИГМИ.– 1967.– Вып.31.–С. 19-34.
47. Погосян, Х.П. О вертикальном распределении атмосферных осадков в Закавказье/ Х.П. Погосян, В. Гахраманов // Метеорология и гидрология.– 1967.– № 7.–С.42-49.
48. Русин, И.Н. Сверхкраткосрочный прогноз погоды: учебное пособие / И.Н. Русин, Г.Г. Тараканов.– СПб.: РГГМУ, 1996. –128 с.
49. Орлова, Е.М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков/ Е.М. Орлова. –Л.: Гидрометеиздат, 1979.-167 с.
50. Ушинцева, В.Ф. О распределении водяного пара в атмосфере на территории Средней Азии/В.Ф/ Ушинцева //Труды САРНИГМИ.– 1975.– Вып.35 (116).–С. 64-70.
51. Гутман, Л.Н. Введение в теорию нелинейных мезометеорологических процессов/ Л.Н. Гутман. –Л.: Гидрометеиздат, 1969.-295с.
52. Вагер, Б.Г. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности/ Б.Г. Вагер, Е.Д. Надежина. -Л.: Гидрометеиздат, 1979.–136 с.
53. Годев, Н.Г. Образцов Н.Н. Численный эксперимент по учету орографии и трения в моделях динамики атмосферы / Н.Г. Годев, В.В. Пененко // Метеорология и гидрология.– 1979.– №10.–С.5-13.
54. Dickerson, M.H. A mass-consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain / M.H. Dickerson // J. Appl. Met.–1978.–Vol.17.–P.241-253.

55. Gunell, Y. Relief and climate in South Asia: The influence of the Western Ghats on the current climate pattern of peninsular India / Y. Gunell // Int. J. Climatol.–1997.–Vol.17.– P.1369-1 182.
56. Errico, R. On the removal of gravitational noise in numerical forecasts / R. Errico // J. Met. Soc. Jap.– 1997.–Vol.75. –P.219-227.
57. Wieringa, J. Roughness dependent geographical interpolation of surface wind speed averages / J. Wieringa // Quart. J. Roy. Met. Soc.– 1986.– Vol.12. –P.867-880.
58. Джолов, Г. Отчитане динамиката на планетарния граничен слой при интерполацията на приземния вятър / Г. Джолов, Е. Георгиева, Д. Йорданов // Българско Геофизично Списание.– 1988.– Т.14.– № 2. – С.3-11.
59. Романова, Е.П. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства/ Е.П. Романова. - Л.: Гидрометеиздат, 1983.-245с.
60. Богданова, Л.Ф. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчете осадков на Тянь-Шане / Л.Ф. Богданова, И.М. Гёткер // Труды САРНИГМИ.– 1975.– Вып.25. – С.116-143.
61. Гарцман, И.Н. Проблемы географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата / И.Н. Гарцман // Труды ДВНИГМИ.– 1971.–Вып.35. – С.3-31.
62. Лютик, П.М. Расчетные характеристики дождевых осадков в Карпатах / П.М. Лютик, Е.Н. Киптенко, В.Т. Бедратенко // Труды НИИГМИ.–1972– Вып.19. – С. 19-32.
63. Chow, F. K. Mountain Weather Research and Forecasting/ F. K. Chow, F.J. De Wekker, B.J., Snyder. –Netherlands: Springer, 2013.
64. Русин, И.Н. Оценка орографических вертикальных токов для территории СЗ УГКС / И.Н. Русин // Сб. работ Ленинградской ГМО. –1987, – Вып.316.
65. Русин, И.Н. Современные методы метеорологических прогнозов/ И.Н. Русин. - Л.: изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1987.–96 с.

66. Сенькова, А. В. Орографические эффекты при расчете радиационных потоков в атмосферных моделях высокого разрешения : автореф. дис. канд. ф.-м. наук: 25.00.30 / Сенькова Анастасия Владимировна. – СПб., 2005. – 24 с.
67. Senkova A. A study of radiation parameterization for sloping surfaces/ A. Senkova, L. Rontu // Thesis of Baltic HIRLAM Workshop, St. Petersburg, 17-20 November, 2003.
68. Rontu, L. Influence of the Details of Topography on Weather Forecast – Evaluation of HARMONIE Experiments in the Sochi Olympics Domain over the Caucasian Mountains/ L. Rontu, C. Wastl, S. Niemelä // Front. Earth Sci. 4:13. doi: 10.3389/feart.2016.00013
69. Parameterization of orographic effects on surface radiation in AROME: report of a LACE stay / Wastl C. – Toulouse: Meteo France, 2014. – 18 с.
70. Helbig N. Shortwave radiation parameterization scheme for subgrid topography / N. Helbig, H. Löwe // Journal of Geophysical Res.–2012.–Vol 117. D03112, doi:10.1029/2011JD016465.
71. Белаш Е.А. Анализ применимости модели WRF для описания метеорологических полей в районе проведения олимпиады 2014 года/ Е.А. Белаш, И.Н. Русин // Молодая наука–2013–С.205.
72. Environment Canada's Experimental Numerical Weather Prediction Systems for the Vancouver 2010 Winter Olympic and Paralympic Games/ J. Mailhot, S. Belair, M. Charron, P. Joe, M. Abrahamowicz, N. B. Bernier, G. A. Isaac, R. McTaggart-Cowan, J. Milbrandt, C. Doyle, B. Denis, A. Erfani, R. Frenette, A. Giguere, N. McLennan, and L. Tong, // Bull. Amer. Meteor. Soc.,–2010.–Vol.91. – P.31-36.
73. Barstad, I. Evaluation of an orographic precipitation model / I. Barstad, R. B. Smith// J. Hydrometeor.– 2005.–Vol.6.– P.85–99.
74. Miglietta, M. M. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge/ M. M. Miglietta, R. Rotunno // J. Atmos. Sci.–2009.–Vol.66.– P.1865–1885.

75. Reeves, H. D. Orographic flow response to variations in upstream humidity / H. D. Reeves, R. Rotunno // J. Atmos. Sci.– 2008.–Vol.65.–P. 3557–3570.
76. Перов, В.Л. Реализация алгоритма расчета турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под влиянием сил плавучести, в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO-RU Гидрометцентра России / В.Л. Перов // Труды Гидрометцентра России.– 2011.–№346.–С.67-76.
77. Перов, В.Л. Алгоритм расчета турбулентного масштаба длины в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO-RU при наличии слоисто-кучевой облачности/ В.Л. Перов // Труды Гидрометцентра России.–2014.– №352.–С.103-114.
78. Fu, P. An observational study of turbulence inside a closed basin / P. Fu, S. Zhong, C. D. Whiteman, T. M. Horst, and X. Bian, // J. Geophys. Res.–2010.– Vol.115.–P.15-20.
79. Алферов, Д.Ю. Разработка системы ансамблевых прогнозов высокого разрешения для региона проведения зимних олимпийских игр Сочи-2014/ Д.Ю. Алферов, Е.Д. Астахова, Г.С. Ривин, И.А. Розинкина // Труды Гидрометцентра России.–2014.–№352.–С.5-20.
80. Бундель, А.Ю. Первые результаты оценки успешности мезомасштабных численных прогнозов Cosmo-Ru, выпускаемых в рамках метеообеспечения олимпиады СОЧИ-2014/ А.Ю. Бундель, А.А. Кирсанов, А.В. Муравьев, Г.С. Ривин, И.А. Розинкина, Д.В. Блинов // Труды Гидрометцентра России.–2014.– №352.–С.37-54.
81. Гаврилов, Н. М. Параметризация воздействия мезомасштабных стационарных орографических волн для использования в численных моделях динамики атмосферы/ Н. М. Гаврилов, А. В. Коваль //Известия РАН. Физика атмосферы и океана.– 2013.–Т. 49.– № 3.–С. 271–278.

82. Семенов, А. И. О воздействии орографических волн на верхнюю атмосферу / А. И. Семенов, М. В. Шагаев, Н. Н. Шефов // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана.–1981. –Т.17. –№ 9. –С. 982-984.
83. Суходоев, В. А.. Орографический эффект в верхней атмосфере/ В. А. Суходоев, В. И. Перминов, Л. М. Решетов // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана.– 1989.– Т. 25.– № 9.–С. 926-932.
84. Гаврилов, Н. М. Параметризация динамического и теплового воздействия установившихся внутренних гравитационных волн на среднюю атмосферу/ Н. М. Гаврилов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. –1989. – Т. 25. –№3. –С. 271-278.
85. Rontu, L. Parametrization of subgrid-scale orography effects in HIRLAM / L. Rontu, K. Sattler , R. Sigg // HIRLAM Technical report.– 2002. –Vol.56.–P. 46.
86. Rontu, L. A study on parametrization of orography-related momentum fluxes in a synoptic-scale NWP model/ L. Rontu // Tellus.–2006.– 58A.–P. 68-81.
87. Rontu, L. Vorticity budget over mountains diagnosed from HIRLAM analyses and forecasts / L. Rontu // Meteor. Z.–2006.–Vol.15.–P. 199-206.
88. Description of the Advanced Research WRF Version 3 [Electronic resource] / W.C. Skamarock, J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, M.G. Duda, X. Huang, W. Wang, J.G. Powers // NCAR Technical Note. – 2008. – NCAR/TN–475+SR.–Mode of access: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf.
89. The South-East European Consortium for Operational weather Prediction [Электронный ресурс] – 2017. – Режим доступа: <https://seecop.meteo.co.me/>
90. Вельтищев, Н.Ф. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM/ Н.Ф. Вельтищев, В.Д. Жупанов // Сборник трудов 80 лет Гидрометцентру России. – М: ТРИАДА ЛТД.– 2010.– С. 94-134.
91. Skamarock, W.C. A Description of the Advanced Research WRF Version 2/ W.C. Skamarock, B. J. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill // NCAR technical note.– 2005.– P. 5—8.

92. Белов, П. Н. Численные методы прогноза погоды [Текст]/ П. Н. Белов, Е.П. Борисенков, Б.Д. Панин. – СПб. Гидрометиздат, 1989. – 186 с.
93. Ильясов Ш.А., Титова Л.И., Якимов В.М. Базовые сценарии для оценки уязвимости // Вестник КРСУ. – 2003. – 5 с.
94. National Centers for Atmospheric Research`s [Electronic resource]: CSIL Research Data Archive. URL: <http://www.rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/#access>
95. WRF User Page [Electronic resource]: WRF Source Codes and Graphics Software Download. URL: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/
96. Mlawer, Eli. J. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave/ E. J.Mlawer, J.S. Taubman, D. P. Brown, M. J. Iacono, S. A. Clough//J. Geophys. Res.–1997.–Vol.102. -P. 16663–16682.
97. West, R.D. Mapping transformations for broad-band atmospheric radiation calculations/ R.D. West, D. Crisp L. Chen // J. Quart. Spectrosc. Radiat. Transfer.– 1990.– Vol. 43. –P. 191–199.
98. Dudhia, J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two–dimensional model/ J. Dudhia //J. Atmos. Sci.– 1989.–Vol.46.–P. 3077–3107.
99. Lacis A. A parameterization of solar radiation in the Earth’s atmosphere / A. Lacis, J.E. Hansen // J. Atmos. Sci.– 1974.– Vol. 31.– No. 1. –P. 118—133.
100. Монин А.С.Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы / А.С. Монин, А.М. Обухов // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР.– 1954.– № 24.–С. 163-187.
101. Yang, Z.L. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah–MP): 2. Evaluation over global river basins/ Z.L. Yang, G.Y. Niu, K. E. Mitchell, F. Chen, M. B. Ek, M. Barlage, L. Longuevergne, K. Manning, D. Niyogi, M. Tewari, and Y. Xia//J. Geophys. Res.– 2011.–Vol.116, D12110.

102. Вельтищев, Н.Ф. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM / Н.Ф. Вельтищев, В.Д. Жупанов // Сборник трудов 80 лет Гидрометцентру России. – М: ТРИАДА ЛТД.– 2010.–С. 100-134.
103. Schaake J.V. A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales. / J.V. Schaake et al. // J. Geoph. Res.– 1996. – Vol.101.– No. D3. –P. 7461—7475.
104. Hong, S.Y. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes/ S.Y. Hong, N. Yign, J. Dudhia //Mon. Wea. Rev.–2006.– Vol.134.–P. 2318–2341.
105. Hong, S.Y. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium Range Forecast model/ S.Y. Hong, H.L. Pan // Mon. Wea. Rev.– 1996.– Vol. 124.–No. 10. –P. 2322—2329.
106. Kim, Y.J. Improvement of orographic gravity wave parametrization using a mesoscale gravity wave model/ Y.J. Kim, A. Arakawa //J. Atmos. Sci.– 1995.– Vol.52.–P. 1875-1092.
107. Kuo, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large scale flow/ H. L. Kuo // J. Atmos. Sci.–1974.– Vol. 31.–P. 1232-1240.
108. Arakawa, A. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I/ A. Arakawa, W.H. Schubert //J. Atmos. Sci.–1974.–Vol. 31.–P. 674-701.
109. Fritsch, J.M. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization / J.M. Fritsch, C.F. Chappell // J. Atmos. Sci.–1980.–Vol.37.–P.1722-1733.
110. Betts, A.K. A new convective adjustment scheme. I: Observational and theoretical basis / A. K Betts // Quart J. Roy. Meteor. Soc.–1986.– Vol.112.–No. 473.–P. 667-69

111. Gregory, D. Revision of convection, radiation, and cloud schemes in the ECMWF Integrated Forecasting System / D. Gregory, J.-J. Morcrette, C. Jakob, A. C. M. Beljaars, and T. Stockdale // Quart. J. Roy. Meteor. Soc.–2000.–No.126.–P.1685-1710.
112. Emanuel, K. A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models/ K. A. Emanuel // J.Atmos. Sci.–1991. –NO.48.–P.2313–2329.
113. Grell, G.A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations / G.A. Grell // Mon. Wea. Rev.–1993.–No.121.–P.764-787.
114. Janjic, Z.I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convec-tion, viscous sublayer, and turbulence closure schemes / Z.I. Janjic // Mon. Wea. Rev. –1994.–Vol.122.–P. 927-945.
115. Emanuel, K. A. Development and evaluation of a convective scheme for use in climate models / K. A. Emanuel, M. Z. Rothman // J. Atmos. Sci. –1999.–Vol.56.–P.1766-1782.
116. Grell, G.A. generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques / G.A. Grell, D.A Deveny // Geoph. Res. Let. –2002. –Vol. 9.
117. Bechtold, P. Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales / P. Bechtold, M. Kohler, T. Jung, F.D. Reyes, M. Leutbecher, M.J. Rodwell, F. Vitart, G. Balsamo // Q.J.R.meteorol.Soc.–2008.–Vol.134.–P.1337-1351.
118. Wagner, T. M. An ensemble cumulus convection parameterization with explicit cloud treatment / T. M. Wagner, H.F. Graf // J.Atmos.Sci.–2010.–Vol.67.–P.3854-3869.
119. Yoshimura, H. A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-Lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence/ H. Yoshimura, R. Mizuta, H. Murakami // Monthly Weather Review.– 2015.–Vol.143.–P.597-621.

120. Kain, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: An update / J. S. Kain // J. Appl. Meteor. –2004.–Vol.43.–P.170–181.
121. Kessler, E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations/ E. Kessler // Meteor. Monogr.–No. 32. –1969.–P.84.
122. Marshall, J.S. The distributions of raindrops with size / J.S. Marshall, W. McK. Palmer // J.Meteorol.–1948.–Vol.5.–P.165.
123. Rutledge, S.A. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands/ S.A. Rutledge, P.V. Hobbs // J. Atmos. Sci. –1983.–Vol.40.– No.5. –P. 1185—1206.
124. Rutledge, S.A. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands/ S.A. Rutledge, P.V. Hobbs // J. Atmos. Sci.– 1984.–Vol. 41.–No. 20. –P. 2949—2972.
125. Hong, S.-Y. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation/ S.Y. Hong, J. Dudhia, S.H. Chen // Mon. Wea. Rev.– 2004.– Vol.132.– No. 1. –P. 103—120.
126. Dudhia, J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model/ J. Dudhia // J. Atmos. Sci.–1989.– Vol. 46.– No. 20. –P. 3077—3107.
127. Tripoli, G.J. A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida/ G.J. Tripoli, W.R. Cotton // J. Appl. Meteor. –1980.– Vol. 19.– No. 9. –P. 1037—1063.
128. Hong, S.Y. The WRF single–moment 6–class microphysics scheme (WSM6)/ S.Y. Hong, J.O. J. Lim // J. Korean Meteor. Soc.– 2006.–Vol.42.–P.129–151.
129. Lin, Y. L. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model/ Y.L. Lin, D. R. Farley, H. D. Orville // J.Climate Appl. Met.–1983.– Vol.22. –P.1065–1092.

130. Iacono, M. J. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models/ M. J. Iacono, J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins//J. Geophys. Res.–2008.–Vol.113. –D13103.
131. Paulson, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer/ C. A. Paulson //J. Appl. Meteor.–1970.–Vol.9. –P. 857–861.
132. Sukoriansky, S. Application of a new spectral model of stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice/ S. Sukoriansky, B. Galperin, V. Perov// Bound.–Layer Meteor.–2005.– Vol.117.–P.231–257.
133. Janjic, Z. I. The Step–Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes/ Z. I. Janjic //Mon. Wea. Rev.–1994.– Vol.122. –P.927–945.
134. Bougeault P. Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model/ P. Bougeault, Lacarrere P. //Monthly Weather Review.–1989.–Vol.117.–P.1872-1890.
135. Umetcal European Virtual Organisation for Meteorological Training [Electronic resource]: Verification methods. URL: http://www.eumetcal.org/resources/ukmeteocal/verification/www/english/msg/ver_categ_forec/uos3/uos3_ko1.htm-05.04.2015
136. Whiteman, C. Down slope flows on a low-angle slope and their interactions with valley inversions. Part I: Observations/ C. Whiteman, S. Zhong // J. Appl. Meteor. Clim. –2008.–Vol.47.–P. 2023–2038.
137. Kasahara, A. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction / A. Kasahara // Mon. Wea. Rev.–1974.–Vol. 102.–No. 7. –P. 509–522.
138. Garratt, J.R. The atmospheric boundary layer Text. / J.R. Garratt. - Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. 315 p.
139. Bretherton, C. S. Boundary layer meteorology lectures [Electronic resource]: 2004. — Mode of access:

<ftp://mananui.soest.hawaii.edu/pub/rlukas/LSASI/Boundary%20Layers/Bretherton%20UW%20lect8.pdf>

140. Warner, T.T. Numerical weather and climate prediction Text. / T.T. Warner- New York: Cambridge Univ. Press, 2011. 526 p.
141. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1991—616 с.
142. Кулаков М. Ю. Верификация данных реанализа NCEP/NCAR по результатам наблюдения на дрейфующих станциях «Северный Полюс» / М. Ю. Кулаков, А. П. Макштас, С. В. Шутилин // Проблемы Арктики и Антарктики. —2013. —№1(95). — С.88-96.
143. Васильев М. С. Сравнение приземной температуры воздуха в Якутии по данным реанализа и наземных наблюдений / М. С. Васильев, С. В. Николашкин, Р. Р. Каримов // Вестник СВФУ.— 2014.—Том11.—№4.—С.82-88.
144. Смирнова М.М. Анализ усвоения данных в региональной модели WRF-ARW / М. М.Смирнова, К.Г. Рубинштейн // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра российской федерации.—2012. —№347.—С. 95.
145. Вельтищев Н. Ф. Эксперименты по отражаемости в модели WRF-ARW / Н. Ф. Вельтищев, В. Д. Жупанов // Метеорология и гидрология.—2012.—№ 3. — С. 5—19.
146. Мостаманди С.В. Развитие технологий сверхкраткосрочных и краткосрочных прогнозов опасных метеорологических явлений на основе анализа данных наблюдений и результатов численного прогноза гидродинамической модели WRF-ARW / С.В. Мостаманди, А.И. Тарабукин, В.Е. Дорофеев // Труды ГГО им. А.И. Воейкова.— 2015.—№579.—С.178–203.
147. WRF-3DVAR system: preliminary results in observing. system simulation experiments. [Electronic resource]. URL: <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/97014.pdf>