

ПРОГНОЗ ТЕРМИЧЕСКОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ АВИАЦИИ

Н.П. Шакина, Е.Н. Скриптунова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации
chakina@metcom.ru*

Введение

Термическая турбулентность в нижнем слое атмосферы возникает в процессе теплообмена между подстилающей поверхностью и воздушным потоком. Нагреваясь от более теплой подстилающей поверхности, воздух может стать неустойчиво стратифицированным, и развивающиеся неупорядоченные конвективные движения могут вызвать термическую болтанку летательных аппаратов. Таким образом, условием существования термической турбулентности, влияющей на полет воздушных судов, является неустойчивая стратификация в нижнем слое.

Термическая турбулентность, возникающая на начальной стадии развития конвекции, продолжает существовать и на его более поздних стадиях. В присутствии кучевой и кучево-дождевой облачности термическая турбулентность в подоблачном слое имеет место всегда. Поэтому наличие глубокой активной конвекции означает и наличие термической турбулентности. Однако последняя может развиваться и при мелкой конвекции в пограничном слое, и при наличии в нем неустойчивых слоев малой вертикальной мощности. В частности, такие слои могут возникать под инверсиями.

В статье дан обзор современного состояния знаний о закономерностях развития термической турбулентности, а также описан способ ее прогноза по выходным данным модели COSMO-Ru7 и характеристики успешности такого прогноза с заблаговременностью 12 и 24 ч.

1. Современные представления о структуре термической турбулентности

Конвекция в пограничном слое характеризуется наличием относительно узких струек восходящих движений – термиков (thermals или plumes), в окрестности которых воздух опускается [6]. Верхняя граница подъема термиков (верхняя граница конвективного пограничного слоя) определяется степенью их перегрева и стратификацией окружающего воздуха: подъем продолжается до тех пор, пока энергия, полученная частицей под действием силы плавучести, не будет затрачена на преодоление «отрицательной» плавучести в вышележащем слое, где воздух термика окажется холоднее окружения. Термики постоянно разрушаются с образованием более мелких вихрей, но в то же время поддерживаются силой плавучести [15].

Определяя термик как восходящий элемент (с вертикальной скоростью и диаметром, превышающими пороговые значения), при самолетных измерениях в эксперименте “Phoenix” (1978) было найдено [17], что «заполненность» пограничного слоя термиками, определяемая как занятая ими часть площади горизонтального сечения, убывает от земли до середины конвективного пограничного слоя, где достигает минимума, равного 0,43, а затем снова возрастает приблизительно до 0,50 в вышележащем слое инверсии. Максимум на профиле вертикальной скорости в термиках достигается на середине конвективно-неустойчивой части конвективного пограничного слоя, верхняя, устойчиво стратифицированная часть которого по толщине вдвое меньше нижней, неустойчивой. Наблюденный максимум вертикальной скорости в термиках меньше того, какой следует из теории частицы. Эти факты указывают на определенную роль бокового вовлечения в термиках.

Движения масштаба термиком объясняют более 80 % дисперсии вертикальной скорости и температуры. Распределение термиком по размерам близко к логнормальному и не меняется с высотой внутри конвективного пограничного слоя. В [10] ранее было показано, что логнормальное распределение характерно также для популяций кучевых облаков.

В программе AMTEX (Air Mass Transformation Experiment) [12] с помощью самолетных измерений была изучена структура

конвекции, включая условия облакообразования, и были подтверждены основные результаты [17], в частности, относящиеся к профилю вертикальной скорости. Было показано также, что высота максимума последней возрастает с ростом конвективной неустойчивости.

Как и все процессы пограничного слоя атмосферы, термическая турбулентность испытывает сильное влияние неоднородностей рельефа. Как видно из материалов эксперимента MAP (Mesoscale Alpine Programme) [13], сложная орография определяет взаимодействие процессов пограничного слоя с локальными ветрами и толщину пограничного слоя. Эти эффекты, особенно в случае подсеточной топографии, должны параметризоваться в численных моделях.

Было обнаружено [16] взаимодействие турбулентных элементов пограничного слоя и вышерасположенного воздуха (в отсутствие слоя инверсии), состоящее в образовании квазипорядоченных структур и проникновении объемов воздуха из вышележащих слоев в виде обособленных вихрей. Это приводит к усилению турбулентных флуктуаций скорости, влияющих на полет воздушных судов. Другим эффектом, действующим в том же направлении, является процесс самоорганизации [11] в пограничном слое с чередующимися конвективно-неустойчивыми и устойчивыми прослойками, ограниченном сверху слоем инверсии. Более ранние результаты в этом направлении можно найти в [9, 14].

Термическая турбулентность имеет выраженный суточный ход. Рост толщины слоя перемешивания в дневные часы и развитие проникающей конвекции (при наличии верхнего устойчивого слоя), сменяющиеся в ночные часы опусканием инверсии и затуханием температурных пульсаций и процессов турбулентного переноса, были изучены в [7] с помощью численной модели в приближении классической теории турбулентности. Ночное затухание турбулентности получено как результат совместного действия радиационного и молекулярного процессов оттока турбулентной энергии. Использованный подход дал качественно правильные результаты. Однако экспериментальные данные [11, 16] показывают, что термическую турбулентность не следует представлять как однородную и изотропную турбулентность

колмогоровского типа: наличие узких и интенсивных восходящих струй (термиков) и более обширных зон медленных нисходящих движений придает этому виду турбулентности до некоторой степени характер квазиупорядоченности.

Действительно, прямые самолетные измерения показали [1], что термики являются доминирующей формой движения в конвективном пограничном слое. Толщина слоя термической турбулентности превышает толщину неустойчиво стратифицированного слоя. Термики поднимаются в массе своей не до уровня нулевой плавучести, а до уровня максимальной возвращающей силы. Слой, охваченный движениями типа термиков, – конвективный пограничный слой (КПС), – являющийся также слоем термической турбулентности, в своей нижней части конвективно-неустойчив, а в верхней – конвективно-устойчив. Толщина этих двух частей КПС определяется стратификацией каждой из них. В среднем около 2/3 КПС стратифицированы неустойчиво и 1/3 – устойчиво. Максимум вертикальных скоростей в среднем наблюдается в середине неустойчивой части слоя, т. е. на высоте, равной 1/3 КПС, считая от земли.

2. Расчет термической турбулентности по выходным данным численной модели

Термическая турбулентность, как и турбулентность в свободной атмосфере (называемая турбулентностью в ясном небе – ТЯН), не описывается непосредственно численными моделями, являясь подсеточным процессом даже для моделей с наиболее высоким горизонтальным разрешением. Поэтому для выделения зон термической турбулентности, интенсивность которой достаточна для негативного воздействия на летательные аппараты, необходимо прибегнуть к постпроцессингу выходных данных численной модели. Очевидно, предпочтительнее иметь более высокое, чем стандартные изобарические поверхности, разрешение в пограничном слое.

Как было отмечено в разделе 1, определяющим фактором для развития термической турбулентности является степень неустойчивости температурной стратификации в нижнем слое атмосферы.

Существует эмпирическое правило, связывающее степень неустойчивости в нижней половине тропосферы и интенсивность термической болтанки воздушных судов. Это правило [2], полученное на основании сообщений пилотов рейсовых самолетов при конвекции в пограничном слое, ставит интенсивность болтанки в зависимость от максимальной разности температур (ΔT_{\max}) между кривыми состояния и стратификации в слое от земли до поверхности 400 гПа (табл. 1).

Таблица 1

**Зависимость интенсивности термической турбулентности
от величины ΔT_{\max}**

ΔT_{\max} , °C	Интенсивность турбулентности
0–3	Слабая
4–6	Умеренная
≥ 7	Сильная

Имея в своем распоряжении начальные поля моделей и выходные данные на стандартных изобарических поверхностях у земли, мы можем оценивать устойчивость стратификации по средним ее характеристикам в слоях между уровнями, на которых имеется информация, в начальный и «будущий» момент. При хорошем физическом наполнении модели (как это имеет место в COSMO-Ru7) конвективное перемешивание и развитие облачности описываются в самой модели с высоким разрешением как по вертикали, так и по времени [8].

Модель генерирует перемешанные, безразлично стратифицированные слои вблизи подстилающей поверхности, которые следует интерпретировать как нижние части конвективных пограничных слоев (верхние их части, как было указано выше, являются конвективно-устойчивыми, и их толщина равна половине нижнего перемешанного слоя). Весь КПС есть слой термической турбулентности.

С учетом сказанного и с учетом того факта, что термическая турбулентность не предполагает обязательного облакообразования, для определения интенсивности термической турбулентности

мы воспользовались программой, реализующей построения на аэрологической диаграмме и описанной в [3]. Эта программа является компьютерной реализацией известного метода Н.В. Лебедевой [2, 5] и в течение ряда лет успешно используется для расчета зон активной конвекции в реализованных в оперативной практике Гидрометцентра России технологиях выпуска прогностических карт особых явлений на верхних и средних уровнях для авиации.

Применительно к явлению термической конвекции в программе произведены следующие изменения.

1. Исключено задание толщин перемешанных слоев по Н.В. Лебедевой, поскольку такие слои генерируются в самой модели.

2. Исключена оценка сухости воздуха (в очень сухом воздухе конвективные облака не развиваются): термическая турбулентность может развиваться и в сухом воздухе.

3. Снято ограничение на толщину неустойчивых слоев (при расчете зон активной глубокой конвекции неустойчивые слои толщиной менее 2 км не учитывались).

4. Включена оценка толщины и верхней границы перемешанных слоев, генерируемых в модели.

5. Включена оценка максимальной разности температур на кривых стратификации и состояния (ΔT_{\max}).

6. В качестве нижнего уровня, с которого производится подъем частицы, используется поверхность 1000 гПа, поскольку опыт показал, что модельный прогноз температуры и влажности на уровне подстилающей поверхности менее точен, чем на поверхности 1000 гПа.

Основной моделью, продукцию которой предполагалось использовать в оперативной работе, является мезомасштабная модель COSMO-Ru7, область расчета которой при шаге 7 км в оперативном варианте покрывает европейскую территорию бывшего СССР. Именно для этой территории разрабатывалась технология расчета термической турбулентности на нижних уровнях. В качестве запасной предполагалось использовать модель ПЛАВ.

С учетом перечисленных выше изменений в программе построений на аэрологической диаграмме расчет зон термической турбулентности производится следующим образом.

Из базы прогностических или начальных полей модели выбираются значения температуры и влажности на стандартных изобарических поверхностях от 1000 до 400 гПа и высот этих поверхностей в конкретном узле сетки на области расчета.

Далее рассчитывается толщина перемешанного слоя как слоя, в котором разность температур на кривой стратификации и на сухой адиабате не превышает по абсолютной величине 1°C : этот допуск учитывает возможные неточности построения.

Затем определяется верхняя граница неустойчивого слоя как высота, на которой разность температур поднимающейся частицы и окружающего воздуха максимальна. Если эта разность (ΔT_{max}) превышает 1°C , то интенсивность турбулентности оценивается по табл. 1 с той разницей, что нижней границей интервала ΔT_{max} считается не 0, а 1°C .

Если ΔT_{max} не превышает 1°C , но верхняя граница перемешанного слоя выше 700 гПа, интенсивность турбулентности оценивается как слабая.

Расчеты по описанному алгоритму выполнялись на области $27\text{--}65^{\circ}$ в. д., $45\text{--}75^{\circ}$ с. ш. во всех узлах сетки COSMO-Ru7 по начальным и прогностическим полям модели, которые были ранее заархивированы в Отделе авиационной метеорологии.

3. Результаты расчетов и их анализ

Поскольку информация о реальной термической турбулентности отсутствует, необходимо определить, какая характеристика начального состояния может использоваться как «факт» и сравниваться с соответствующей характеристикой, рассчитанной по прогностическим полям. Наиболее простым и естественным представляется использовать в качестве «фактов» величину ΔT_{max} и толщину перемешанного слоя: эти величины характеризуют степень неустойчивости стратификации в узле сетки в начальных условиях и в срок прогноза. Аналогичный прием использовался нами ранее при разработке методов прогноза явлений, наличие и интенсивность которых рассчитывались по прогностическим полям путем постпроцессинга, таких как турбулентность в ясном небе или возможность обледенения воздушных судов. В данном случае следует, однако, учитывать тот факт (на который обратила

наше внимание И.А. Розинкина), что начальные поля на сетке мезомасштабной модели получаются путем интерполяции с узлов более крупной сетки глобальной модели. При этом характеристики неустойчивости стратификации могут существенно отличаться от тех, какие получились бы при инициализации модели непосредственно на мелкой сетке. Как мы увидим ниже, такой эффект действительно имеет место.

3.1. Толщина перемешанных слоев

Имея в виду отмеченную выше особенность начальных полей модели, остановимся на статистических характеристиках толщин перемешанных слоев в начальных и прогностических полях. Расчеты были выполнены на зависимой выборке архивных данных за 10 месяцев (январь – октябрь 2012 г.), включающих начальные поля за 559 сроков (279 сроков 00 ч ВСВ и 280 сроков 12 ч ВСВ), всего 136 619 600 узлов, прогностические поля с заблаговременностью 12 ч (558 сроков, в том числе 278 ночных и 280 дневных) и такое же количество прогностических полей с заблаговременностью 24 ч.

Нижняя граница перемешанного слоя, очевидно, совпадает с изобарической поверхностью 1000 гПа. Верхней его границей считался уровень, на котором модуль разности значений температуры между кривыми состояния и стратификации не превышает 1 °С (тогда как на вышележащем уровне, при шаге по давлению 10 гПа, эта разность уже превышает 1 °С). Полученное при таких условиях распределение повторяемости верхних границ перемешанных слоев в начальных и прогностических полях модели COSMO-Ru7 дано в табл. 2 и 3. Как видно из таблиц, прогностические распределения в целом хорошо согласуются с начальными, хотя отмечается некоторая тенденция к завышению повторяемости глубоких перемешанных слоев в прогностических полях.

В тех случаях, когда над перемешанным слоем лежит устойчивый слой (в частности, инверсия), следует, очевидно, прогнозировать слабую турбулентность в перемешанном слое (поскольку ΔT_{\max} не превышает 1 °С).

Для формулировки прогноза не требуется детализация границ турбулентных слоев в пределах нижнего слоя толщиной 3 км, для которого составляется текстовый прогноз или строится карта.

Таблица 2

Повторяемость верхних границ перемешанных слоев в начальных полях модели COSMO-Ru7 за январь – октябрь 2012 г.

Верх. граница перемеш. слоя, гПа	Повторяемость, %		
	00 ВСВ	12 ВСВ	Сред.
1000–970	71,43	28,84	50,07
1000–950	76,41	42,00	59,15
940–900	8,74	18,90	13,84
890–850	5,20	13,07	9,15
840–800	3,78	12,43	8,12
790–750	2,81	5,81	3,86
740–700	1,37	2,96	2,16
690–650	0,84	1,70	1,28
640–600	0,52	1,02	0,77
590–550	0,35	0,66	0,51
540–520	0,22	0,36	0,29
< 520	0,65	1,11	0,89

Таблица 3

Повторяемость верхних границ перемешанных слоев в прогностических полях модели COSMO-Ru7 с заблаговременностью 24 ч за январь – октябрь 2012 г.

Верх. граница перемеш. слоя, гПа	Повторяемость, %		
	00 ВСВ	12 ВСВ	Сред.
1000–970	72,41	28,41	50,40
1000–950	76,86	39,84	58,34
940–900	9,17	18,78	13,98
890–850	4,90	13,16	9,03
840–800	3,44	13,11	8,28
790–750	1,60	5,82	3,71
740–700	1,36	3,32	2,34
690–650	0,90	2,17	1,53
640–600	0,46	1,14	0,80
590–550	0,31	0,73	0,52
540–520	0,20	0,41	0,30
< 520	0,80	1,54	1,17

Поэтому необходимо оговорить условие: при какой толщине перемешанного слоя слабая турбулентность должна указываться в прогнозе. Очевидно, если перемешанный слой очень тонок, им следует пренебречь. После ряда экспериментов было принято решение пренебрегать слоями, толщина которых менее 1 км. Это соответствует толщине КПС менее 1500 м, т. е. менее половины слоя, условия полета в котором должны отражаться в формулировке прогноза.

Если же над перемешанным слоем помещается неустойчивый слой, то интенсивность турбулентности определяется, как указано выше, по значению максимальной разности температур ΔT_{\max} на кривых состояния и стратификации в слое до 400 гПа.

3.2. Конвективная неустойчивость в модели COSMO-Ru7

Будем рассматривать величину ΔT_{\max} как характеристику конвективной неустойчивости. Рассчитав эту величину по начальным и прогностическим полям модели за 10 месяцев 2012 г. в каждом узле сетки и за каждый срок, оценим повторяемость их значений (табл. 4 и 5).

В соответствии с физикой явления, в ночной срок в целом повторяемость турбулентности ниже, чем в среднем по выборке, а в дневной в 2–3 раза больше, чем в ночной. В среднем за оба срока (00 и 12 ч ВСВ) прежде всего обращает на себя внимание убывание суммарного числа случаев с $\Delta T_{\max} > 0$ в прогностических полях по сравнению с начальными, причем в прогнозе на 12 ч суммарное число случаев существенно меньше, чем в прогнозе на 24 ч. Далее, в прогностических полях увеличена доля случаев очень слабой неустойчивости ($0 < \Delta T_{\max} < 1$ °C), а большие ΔT_{\max} встречаются в прогностических полях намного реже, чем в начальных.

Таким образом, модель COSMO-Ru7 в определенной мере занижает (в сравнении с собственными начальными полями) как суммарное количество узлов, в которых прогнозируется конвективная неустойчивость, так и степень генерируемой неустойчивости, в особенности в ночной срок. Это занижение сильнее выражено в прогнозе на 12 ч (на момент противофазы суточного хода), чем на 24 ч.

Таблица 4

**Повторяемость максимальных разностей температур ΔT_{\max}
на кривых состояния и стратификации в начальных и прогностических (с заблаговременностью 12 и 24 ч) полях
за январь – октябрь 2012 г. в среднем за ночной срок 00 ч ВСВ**

$\Delta T_{\max}, ^\circ\text{C}$	Начальные поля		Прогноз на 12 ч		Прогноз на 24 ч	
	Число случ.	%	Число случ.	%	Число случ.	%
0–1	8770521	47,62	8140690	67,39	9034641	67,04
1–2	4234604	22,99	2043116	16,91	2180394	16,18
2–3	2183897	11,86	940766	7,79	1062475	7,88
3–4	1323341	7,19	485925	4,02	596150	4,42
4–5	820572	4,46	246655	2,04	327057	2,43
5–6	498834	2,71	128456	1,06	161216	1,20
6–7	300108	1,63	62403	0,52	74454	0,55
≥ 7	285306	1,55	32505	0,27	40592	0,30
Σ ч. случ.	18417183	100,00	12080516	100,00	13476979	100,00
% общей выборки	27,01		17,78		19,69	

Таблица 5

**Повторяемость максимальных разностей температур ΔT_{\max}
на кривых состояния и стратификации в начальных и прогностических (с заблаговременностью 12 и 24 ч) полях
за январь – октябрь 2012 г. в среднем за дневной срок 12 ч ВСВ**

$\Delta T_{\max}, ^\circ\text{C}$	Начальные поля		Прогноз на 12 ч		Прогноз на 24 ч	
	Число случ.	%	Число случ.	%	Число случ.	%
0–1	18840917	46,49	23137200	57,31	23189990	58,14
1–2	12464794	30,76	10427721	25,83	10599976	26,58
2–3	4600985	11,35	3287108	8,14	3197135	8,02
3–4	2394123	5,91	1772909	4,39	1556930	3,90
4–5	1098872	2,71	849967	2,11	674410	1,69
5–6	585308	1,44	469478	1,16	350757	0,88
6–7	304240	0,75	245080	0,61	177532	0,45
≥ 7	234422	0,58	181073	0,45	139412	0,35
Σ ч. случ.	40523661	100,00	40370534	100,00	39886142	100,00
% общей выборки	59,22		58,99		58,71	

Соответственно, и интенсивность прогнозируемой турбулентности оказывается заниженной в сравнении с рассчитанной по начальным полям в срок прогноза (табл. 6). Повторяемость слабой и умеренной турбулентности как в начальных полях, так и в прогнозе днем больше, чем ночью, что опять-таки соответствует физике явления. Повторяемость сильной турбулентности в прогнозе также больше в дневной срок, чем в ночной, однако в начальных полях ее повторяемость оказывается ночью выше, чем днем. Причина этого, возможно, частично связана с несовершенством критериев интенсивности, представленных в табл. 1. Согласно [1, 2, 6], ΔT_{\max} определяется в слое до 400 гПа. Между тем при глубокой конвекции, с которой и связана сильная турбулентность, наибольшая величина ΔT_{\max} может наблюдаться и на более высоких уровнях.

Таблица 6

Интенсивность термической турбулентности, оцененная согласно табл. 1 по начальным и прогностическим значениям ΔT_{\max} за январь – август 2012 г.

Интенсивность термической турбулентности		Повторяемость, %			Максимум, начальные поля		Максимум, прогноз на 12 ч		Максимум, прогноз на 24 ч	
		Нач. поля	Прогноз на 12 ч	Прогноз на 24 ч	% площ.	Дата	% площ.	Дата	% площ.	Дата
Слабая	Сред.	43,58	40,69	41,90	-	-	-	-	-	-
	Ночь	27,57	20,57	22,93	74,69	18,07	42,12	18,08	46,18	18,07
	День	59,54	60,66	61,01	95,41	18,08	94,31	18,08	93,54	21,08
Умеренная	Сред.	2,64	1,46	1,30	-	-	-	-	-	-
	Ночь	2,37	0,64	0,82	20,66	17,07	5,04	30,07	6,82	9,07
	День	2,91	2,55	1,77	16,52	29,07	12,50	30,07	11,78	30,07
Сильная	Сред.	0,38	0,16	0,13	-	-	-	-	-	-
	Ночь	0,42	0,05	0,06	4,40	29,07	1,57	30,07	1,58	30,07
	День	0,34	0,26	0,21	3,68	29,07	3,17	29,07	2,67	30,07

Далее, из табл. 6 видно, что повторяемость умеренной и сильной турбулентности в прогностических полях намного ниже, чем в анализе, в особенности ночью и в прогнозе на 12 ч. Это, по-видимому, обусловлено отмеченными выше особенностями полуженения начальных полей на модельной сетке.

Прогностические поля термической турбулентности, в которых регулярно занижается повторяемость явления, особенно в градациях «умеренная» и «сильная», очевидно, не могут быть рекомендованы для практического использования. Улучшить согласие между прогнозом и расчетом по начальным полям можно путем коррекции пороговых значений ΔT_{\max} . Это и было сделано после ряда экспериментов на материале архива за 10 месяцев 2012 г. Корректированные ΔT_{\max} представлены в табл. 7.

Таблица 7

Зависимость интенсивности термической турбулентности, прогнозируемой на 12 и 24 ч, от величины ΔT_{\max} в прогностических полях модели COSMO-Ru7

Интенсивность турбулентности	ΔT_{\max} (°C), прогноз на 12 ч		ΔT_{\max} (°C) прогноз на 24 ч	
	00 ВСВ	12 ВСВ	00 ВСВ	12 ВСВ
Слабая	0,4-1,9	0,8-3,5	0,4-2,2	0,8-3,2
Умеренная	2,0-4,2	3,6-5,9	2,3-4,5	3,3-5,5
Сильная	$\geq 4,3$	$\geq 6,0$	$\geq 4,6$	$\geq 5,6$

Приведем некоторые данные об эффекте толщины слоя, в котором определяется ΔT_{\max} . Расчеты, проведенные в узлах модельной сетки по начальным и прогностическим полям за январь – октябрь 2013 г. в слоях 1000–500 и 1000–100 гПа, показали, что во втором случае несколько увеличивается процент узлов с большими ΔT_{\max} как днем, так и ночью и в начальных, и в прогностических полях. Соответственно возрастает повторяемость умеренной и сильной турбулентности при использовании критериев табл. 1. Однако с переходом к корректированным пороговым значениям (табл. 8) различия в достаточной степени выравниваются. В дальнейшем толщина слоя, в котором определяется ΔT_{\max} , может использоваться как дополнительный резерв повышения чувствительности алгоритма расчета термической турбулентности к особенностям описания глубокой конвекции в модели.

В заключение данного раздела приведем таблицу успешности прогноза термической турбулентности по выборке модельных данных (табл. 9), на которой описанный метод был разработан (зависимая выборка).

Таблица 8

**Интенсивность термической турбулентности, оцененная согласно
табл. 7 (с коррекцией пороговых значений) по начальным
и прогностическим значениям ΔT_{\max} за январь – август 2012 г.**

Интенсивность термической турбулентности		Повторяемость, %			Максимум, начальные поля		Максимум, прогноз на 12 ч		Максимум, прогноз на 24 ч	
		Нач. поля	Прогноз на 12 ч	Прогноз на 24 ч	% площ.	Дата	% площ.	Дата	% площ.	Дата
Слабая	Сред.	24,68	24,11	24,26	-	-	-	-	-	-
	Ночь	16,55	14,55	15,26	59,32	17,07	35,35	17,07	38,61	18,07
	День	32,82	33,54	32,33	77,02	18,08	78,96	18,07	76,71	18,07
Умеренная	Сред.	2,74	2,78	2,75	-	-	-	-	-	-
	Ночь	2,53	2,55	2,48	20,66	17,07	15,81	17,07	14,39	17,07
	День	2,95	3,00	3,03	16,52	15,07	14,99	15,06	15,99	16,06
Сильная	Сред.	0,34	0,53	0,54	-	-	-	-	-	-
	Ночь	0,38	0,51	0,50	4,40	29,07	4,55	30,07	4,42	9,07
	День	0,31	0,56	0,57	3,8	29,07	5,40	29,07	6,26	30,07

Таблица 9

**Оценка успешности прогноза термической турбулентности
по зависимой выборке (январь – август 2012 г.) в сроки 00 и 12 ч ВСВ**

Показатели успешности		Слабая		Умеренная		Сильная	
		00	12	00	12	00	12
Заблаговременность 12 ч							
Повторяемость, %		18,2	38,0	3,41	3,97	0,51	0,42
Оправдываемость, %	наличия	62,9	78,5	48,8	56,7	29,3	28,3
	отсутств.	89,2	87,2	98,1	98,3	99,7	99,8
Предупрежденность, %	наличия	49,3	79,6	47,0	57,9	37,7	51,7
	отсутств.	93,5	85,0	98,3	98,2	99,5	99,4
Критерий Пирси		0,43	0,65	0,45	0,56	0,37	0,51
Критерий Хайдке		0,47	0,64	0,46	0,56	0,33	0,36
Заблаговременность 24 ч							
Повторяемость, %		18,1	38,3	3,36	4,01	0,50	0,42
Оправдываемость, %	наличия	56,3	76,1	44,8	46,7	23,4	20,9
	отсутств.	89,3	85,4	98,0	97,8	99,7	99,7
Предупрежденность, %	наличия	50,5	76,7	43,8	48,2	31,1	39,0
	отсутств.	91,3	85,1	98,1	97,7	99,5	99,4
Критерий Пирси		0,42	0,62	0,42	0,46	0,31	0,38
Критерий Хайдке		0,44	0,62	0,42	0,45	0,26	0,27

Из табл. 9 видно, что показатели успешности являются достаточно высокими и указывают на пригодность разработанного метода для практического применения. Несколько худшие характеристики оправдываемости получены для сильной турбулентности в срок 00 ч ВСВ (повторяемость которой составляет всего около 0,5 %).

4. Успешность прогноза термической турбулентности (независимая выборка)

Поскольку мы не располагаем никакими данными наблюдений турбулентности на нижних уровнях и тем более – данными о термической турбулентности, то для оценки успешности представленной выше схемы прогноза этого явления по выходным данным численных моделей в качестве «факта» мы вынуждены использовать расчеты по начальным полям моделей в момент прогноза и по той же программе, что и при расчете по прогностическим полям.

В качестве независимой выборки использовалась продукция модели COSMO-Ru7 за сентябрь 2012 г.– октябрь 2013 г. Оценки успешности развитого метода на указанной независимой выборке даны в табл. 10 и 11. Сравнивая табл. 10 с табл. 9, обнаруживаем, что оценки успешности на независимой выборке для слабой турбулентности даже несколько выше, чем на зависимой, а для сильной турбулентности в срок 00 ч ВСВ – ниже (фактически на уровне случайного прогноза), что и естественно при очень низкой повторяемости этой градации турбулентности в ночной срок (0,33 %). Такая низкая повторяемость обусловлена не только суточным, но и годовым ходом термической турбулентности.

Как видно из табл. 11, повторяемость умеренной и сильной термической турбулентности в зимние месяцы ничтожна, в марте и апреле она также низка. (Результаты для ноября и декабря в табл. 11 опущены, поскольку критерии успешности для этих месяцев получены незначимыми, а повторяемость явления составила всего 0,02 %.)

Известно, что модельный прогноз глубокой конвекции (который и определяет качество прогноза умеренной и сильной термической турбулентности) весной имеет сравнительно низкую

оправдываемость. Причина состоит в том, что из-за наличия в части области снежного покрова приземная температура прогнозируется со значительной погрешностью.

Таблица 10

Оценка успешности прогноза термической турбулентности по независимой выборке (сентябрь 2012 г. – октябрь 2013 г.) в сроки 00 и 12 ч ВСВ

Показатели успешности		Слабая		Умеренная		Сильная	
		00	12	00	12	00	12
Заблаговременность 12 ч							
Повторяемость, %		15,0	27,6	2,50	2,53	0,33	0,22
Оправдываемость, %	наличия	60,6	81,1	46,0	56,3	25,3	24,6
	отсутств.	92,5	91,9	98,6	98,8	99,8	99,9
Предупрежденность, %	наличия	56,7	78,5	44,7	54,0	26,1	42,1
	отсутств.	93,5	93,0	98,7	98,9	99,7	99,7
Критерий Пирси		0,50	0,72	0,43	0,53	0,26	0,42
Критерий Хайдке		0,52	0,72	0,44	0,54	0,25	0,31
Заблаговременность 24 ч							
Повторяемость, %		15,1	27,5	2,53	2,50	0,33	0,22
Оправдываемость, %	наличия	56,1	80,4	44,4	49,7	21,4	17,6
	отсутств.	92,7	90,5	98,5	98,6	99,8	99,9
Предупрежденность, %	наличия	59,2	74,1	43,3	47,2	24,8	32,9
	отсутств.	91,8	93,2	98,6	98,8	99,7	99,7
Критерий Пирси		0,51	0,67	0,42	0,46	0,25	0,33
Критерий Хайдке		0,50	0,69	0,42	0,47	0,23	0,23

Таблица 11

Оценка успешности прогноза умеренной и сильной термической турбулентности по месяцам (январь – октябрь 2013 г.) с заблаговременностью 12 ч в срок 12 ч ВСВ

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Повторяемость, %		0,01	0,01	0,07	0,38	3,75	10,67	11,40	6,8	1,04	0,06
Оправдываемость, %	налич.	-	0,3	21,0	45,1	56,5	57,5	59,3	53,7	41,9	43,5
	отсутст.	-	100,0	99,9	99,7	97,8	94,5	94,5	97,0	99,3	100,0
Предупрежденность, %	налич.	-	0,4	10,0	19,8	43,2	53,7	56,9	58,5	36,3	37,3
	отсутст.	-	100,0	100,0	99,9	98,7	95,3	95,0	96,3	99,5	100,0
Критерий Пирси		-	-	0,10	0,20	0,42	0,49	0,52	0,55	0,36	0,37
Критерий Хайдке		-	-	0,14	0,27	0,47	0,50	0,53	0,53	0,38	0,40

Начиная с мая месяца прогноз становится более успешным. В ноябре, когда снова на части области появляется снежный покров, успешность прогноза температуры снова понижается.

Таким образом, как следует из табл. 11, прогноз термической турбулентности будет успешным с мая по октябрь включительно. В этот же период прогноз этого явления представляет практический интерес.

На рис. 1 и 2 даны примеры расчета интенсивности термической турбулентности по начальным и прогностическим полям в дневной и ночной сроки 15 июня 2012 г. Согласно начальных и прогностических полей можно считать удовлетворительным.

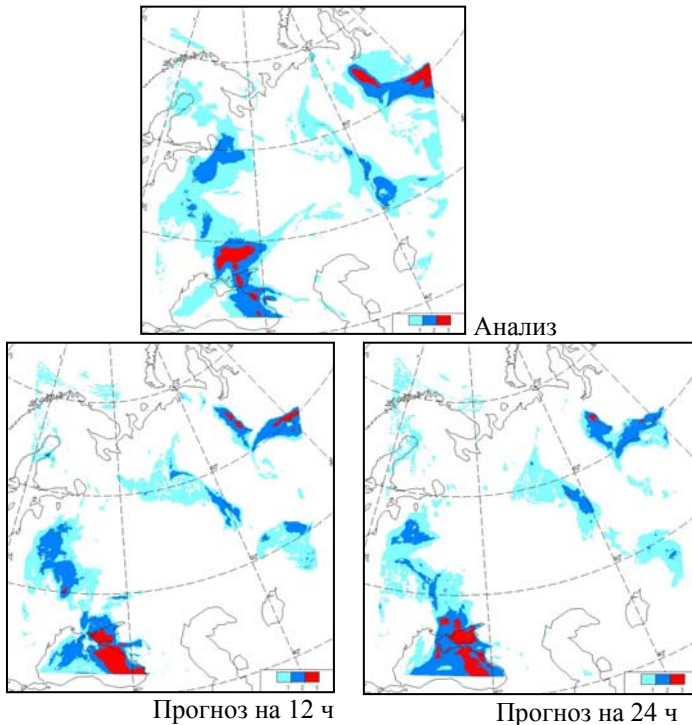


Рис. 1. Анализ и прогноз по модели COSMO-Ru7 интенсивности термической турбулентности в 00 ч ВСВ 15.06.2012 г., 12.00.

Голубым, синим и красным цветом обозначены области слабой, умеренной и сильной термической турбулентности соответственно.

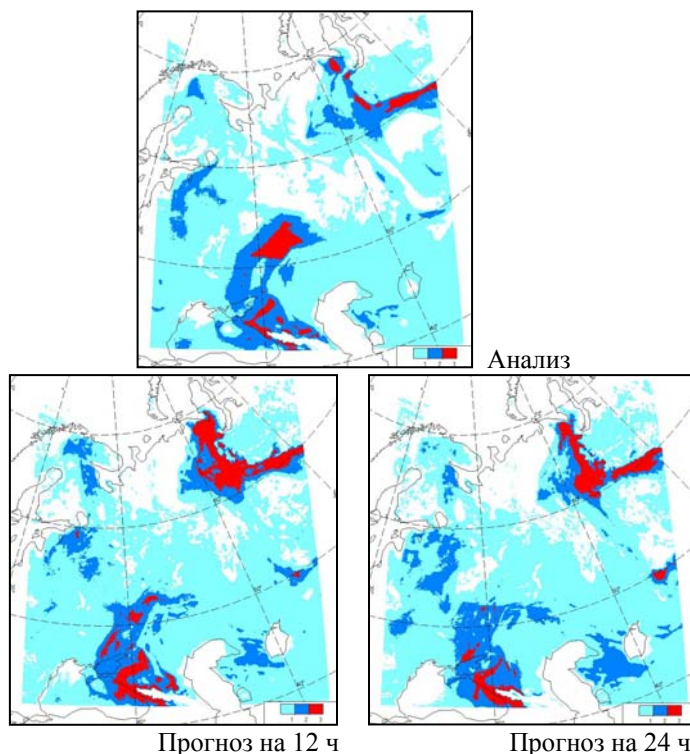


Рис. 2. Анализ и прогноз по модели COSMO-Ru7 интенсивности термической турбулентности в 12 ч ВСВ 15.06.2012 г., 12.00.
 Обозначения см. рис. 1.

Представляет большой интерес сравнение представленных выше результатов, полученных на основе продукции модели COSMO-Ru7, с аналогичными результатами по другим моделям. В нашем случае имелась возможность сравнения с результатами расчетов по данным глобальной оперативной модели ПЛАВ, продукция которой ранее широко использовалась нами для разработки методов прогноза особых явлений для авиации на верхних и средних уровнях.

Имевшийся у нас архив начальных и прогностических (на 24 ч) полей модели ПЛАВ с горизонтальным разрешением

1,25×1,25° на области 40–70° с. ш., 20–80° в. д. (49×25 точек сетки) за период с 1 января по 31 октября 2012 г., включал 305 дневных (12 ч ВСВ) и 305 ночных (00 ч ВСВ) сроков, или 747250 узлов сетки. По этим данным были рассчитаны ΔT_{\max} в слое 1000–500 гПа и получены распределения повторяемости этих величин. Оказалось, что повторяемость узлов с неустойчивой стратификацией в начальных и прогностических полях почти в точности совпадает как в среднем за оба срока, так и в каждый из сроков. Увеличение повторяемости малых ΔT_{\max} в прогнозе по сравнению с анализом, отмеченное выше в результатах для модели COSMO-Ru7, имеет место и в модели ПЛАВ. Однако сами повторяемости больших ΔT_{\max} в модели ПЛАВ выше, и их занижение в прогнозе менее значительно.

Не обнаруживается и ослабленной генерации конвективной неустойчивости в ночной срок, отмеченной выше в прогностических полях модели COSMO-Ru7. При этом средние повторяемости конвективной неустойчивости в обеих моделях сравнимы, и только в дневной срок повторяемость ее в модели COSMO-Ru7 по зависимой выборке (период которой довольно близок к периоду архива ПЛАВ) почти на 20 % выше, чем в модели ПЛАВ. В последней не обнаруживается такого большого различия в повторяемости конвективной неустойчивости между начальными и прогностическими полями, как в модели COSMO-Ru7, не отмечается также чрезмерного понижения ее повторяемости ночью по сравнению с днем. Если прогнозировать термическую турбулентность на основе продукции модели ПЛАВ, то не понадобится столь сильно понижать пороговые значения ΔT_{\max} .

Таким образом, в модели ПЛАВ имеет место в целом более высокий уровень согласия между характеристиками конвективной неустойчивости в начальных и прогностических полях, чем в модели COSMO-Ru7.

Все же и в модели ПЛАВ наблюдается некоторая общая недооценка степени конвективной неустойчивости при завышенной повторяемости глубокой конвекции в ночной срок. Характеристики успешности прогноза термической турбулентности по архиву данных модели ПЛАВ (который также следует рассматривать как независимую выборку) приведены в табл. 12.

Таблица 12

**Оценка успешности прогноза термической турбулентности
по модели ПЛАВ (январь-октябрь 2012 г.) с заблаговременностью
24 ч в сроки 00 и 12 ч ВСВ**

Показатели успешности		Слабая		Умеренная		Сильная	
		00	12	00	12	00	12
Повторяемость, %		32,4	54,1	7,70	8,01	1,78	1,84
Оправдываемость, %	налич.	78,8	91,1	83,5	71,4	33,3	39,7
	отсутст.	89,6	89,9	96,8	95,9	99,1	98,8
Предупрежденность, %	налич.	78,3	91,5	61,0	51,9	48,1	36,3
	отсутст.	89,9	89,5	07,1	98,2	98,3	99,0
Критерий Пирси		0,68	0,81	0,58	0,50	0,46	0,35
Критерий Хайдке		0,68	0,81	0,59	0,57	0,38	0,37

Заключение

Суммируем содержание данной статьи.

1. Дан обзор современного состояния прогнозирования термической турбулентности на нижних уровнях путем постпроцессинга выходной продукции современных численных моделей атмосферы. Из указанной продукции для расчета термической турбулентности в срок прогноза используются следующие величины: геопотенциальные высоты, температура и влажность на изобарических поверхностях.

2. Разработан алгоритм прогноза термической турбулентности в предположении, что в условиях развития как мелкой, так и глубокой конвекции нижний слой воздуха турбулизируется. Кроме того, слоями со слабой термической турбулентностью считаются перемешанные слои и формируемые ими конвективные пограничные слои в пределах нижнего слоя атмосферы толщиной 3 км. Алгоритм прогноза (расчета по прогностическим полям) термической турбулентности состоит в следующем. В каждом узле модельной сетки выполняется оценка степени конвективной неустойчивости в тропосфере путем определения максимальной по высоте разности значений температуры на кривых состояния и стратификации. Эмпирическая передаточная функция, полученная ранее

на материале рапортов пилотов, используется для оценки интенсивности термической турбулентности в зависимости от указанной разности температур.

3. На этой основе выполнены расчеты характеристик конвективной неустойчивости и интенсивности термической турбулентности по начальным и прогностическим полям модели COSMO-Ru7 за январь – ноябрь 2012 г. по области, покрывающей европейскую территорию бывшего СССР (обучающая выборка). Анализ полученных результатов показал, что максимальные разности температур поднимающейся частицы и окружения, характерные для глубокой конвекции, сильно недооцениваются в прогностических полях по сравнению с начальными, особенно при прогнозе на ночные часы. С целью компенсации этого эффекта произведена статистическая коррекция пороговых значений в эмпирической передаточной функции отдельно для дневного и ночного сроков, что позволило приблизить прогностические повторяемости умеренной и сильной термической турбулентности к их значениям в начальных полях в момент прогноза. В результате на обучающей выборке показатели успешности прогноза трех градаций интенсивности термической турбулентности получены практически значимыми. Проверка на независимой выборке подтвердила пригодность предложенного расчетного метода для практического использования. Попутно оценен годовой ход успешности прогноза и повторяемости термической турбулентности на основе прогностической продукции модели COSMO-Ru7, с высокими показателями с мая по октябрь, когда прогноз термической турбулентности имеет наибольшее практическое значение.

4. Аналогичные расчеты по данным глобальной оперативной модели ПЛАВ показали, что в выходной продукции последней имеет место в целом более высокий уровень согласия между характеристиками конвективной неустойчивости в начальных и прогностических полях, чем в модели COSMO-Ru7, при общем хорошем соответствии результатов расчета по прогностическим полям обеих моделей. Статистической коррекции пороговых значений при расчетах интенсивности термической турбулентности по модели ПЛАВ не требуется.

Список использованных источников

1. *Беляев В.П., Силаева В.И., Шметер С.М.* Структура элементов конвекции в нижней тропосфере // Труды ЦАО. – 1970. – Вып. 97. – С. 53–62.
2. *Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации* // Под ред. К.Г. Абрамовича, А.А. Васильева. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 301 с.
3. *Скриптунова Е.Н., Шакина Н.П.* Автоматизированный метод прогноза зон активной конвекции // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 5. – 15–19.
4. *Шакина Н.П.* Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 307 с.
5. *Шакина Н.П., Иванова А.Р.* Прогнозирование метеорологических условий для авиации. – М.: Триада, 2016. – 312 с.
6. *Шметер С.М.* Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 287 с.
7. *Anderson P.S., Neff W.D.* Boundary layer physics over snow and ice // Atmos. Chem. Phys. – 2008. – Vol. 8. – P. 3563–3582. – <http://www.atmos-chem-phys.net/8/3563/2008>.
8. *André J.C., De Moor G., Lacarrère P., Therry G., du Vachat R.* Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer // J. Atmos. Sci. – 1978. – Vol. 35. – P. 1861–1882.
9. *Doms G., Förstner J., Heise E. et al.* A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II: Physical parameterization // COSMO-Model 4.20. September 2011. – 2011. – 154 p. – <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf>.
10. *Lilly D.K.* On the numerical simulation of buoyant convection // Tellus. – 1962. – Vol. 14, No. 2. – P. 148–158.
11. *Lopez R.E.* The lognormal distribution and cumulus cloud population // Mon. Wea. Rev. – 1977. – Vol. 105. – P. 869–872.
12. *Lovejoy S., Schertzer D., Lilley M., Strawbridge K.B., Radkevich A.* Scaling turbulent atmospheric stratification. 1. Turbulence and waves // Quart. J. Roy. Met. Soc. – 2008. – Vol. 134. – P. 277–300. – doi: 10.1002/qj.201.
13. *Mahrt L., Paumier J.* Heat transport in the atmospheric boundary layer // J. Atmos. Sci. – 1984. – Vol. 41, No. 21. – P. 3061–3075.
14. *Rotach M.W., Zardi D.* On the boundary layer structure over highly complex terrain: key findings from MAP // Quart. J. Roy. Met. Soc. – 2007. – Vol. 133. – P. 937–948. – doi: 10.1002/qj.7.
15. *Schemm C.E., Lipps F.B.* Some results from a simplified three-dimensional numerical model of atmospheric turbulence // J. Atmos. Sci. – 1976. – Vol. 33. – P. 1021–1037.

16. *Scorer R.S.* The ratio of the momentum and material vertical eddy transfer coefficients in buoyancy driven turbulence // Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. A. – 1969. – Vol. 18. – P. 249–264.

17. *Smedman A.-S., Hogström U., Hunt J.C.R., Sahlée E.* Heat/mass transfer in the slightly unstable atmospheric surface layer // Quart. J. Roy. Met. Soc. – 2007. – Vol. 133. – P. 37–51. – doi:10.1002/qj.7.

18. *Young G.S.* Turbulence structure of the convective boundary layer. Part II: Phoenix-78 aircraft observations of thermals and their environment // J. Atmos. Sci. – 1988. – Vol. 45, No. 4. – P. 727–735.

Поступила в редакцию 27.02.2017 г.