

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ  
(РОСГИДРОМЕТ)

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО- ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР

На правах рукописи

ЛЕНСКАЯ Ольга Юрьевна

МЕЗОМАСШТАБНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМ  
ОСАДКОВ НА ЮГЕ БРАЗИЛИИ

Специальность — 25.00.30 — Метеорология, климатология,  
агрометеорология

Научный руководитель  
к. ф.- м. н. А.А. Желнин

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Москва 2006

## ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК ТЕРМИНОВ.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	7
ГЛАВА 1. МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ ОСАДКОВ КАК ОБЪЕКТ ПРОГНОЗА	
1.1 Роль дистанционных средств в истории мезомасштабного анализа.....	19
1.2 Локальные шторма.....	24
1.3 Мезомасштабные конвективные комплексы (МКК).....	27
1.3.1 Генезис и стадии эволюции МКК.....	29
1.3.2 МКК как объект сверхкраткосрочного прогноза.....	31
1.4 Мезомасштабные линии шквалов (МЛШ) .....	33
1.4.1 Эволюция МЛШ и её морфоструктуры.....	34
1.5 О целях предлагаемой работы.....	39
ГЛАВА 2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ СИСТЕМ ОСАДКОВ	
2.1. Краткая характеристика региона исследования.....	44
2.2. Радиолокационные данные и методы первичной обработки.....	50
2.2.1 Краткая характеристика данных.....	51
2.2.2 Определение зон конвективных осадков и осадков слоистообразной облачности.....	53
2.2.3 Определение скорости переноса зон осадков.....	56
2.2.4 Определение элементов структуры линии глубокой конвекции.....	59
2.2.5 Оценка горизонтальных и вертикальных движений.....	60
ГЛАВА 3. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ СИСТЕМ ОСАДКОВ	
3.1 Определение мезомасштабных систем осадков.....	64
3.1.1 Репрезентативность выборки и сезонный ход параметров МСО.....	65
3.1.2 Принципы типизации МСО.....	68
3.2 Классификация МСО.....	70
3.2.1 Критерий интенсивности МСО.....	71
3.2.2 Область развития МСО.....	72
3.2.3 Структура поля отражаемости МСО.....	74

3.3 Сравнительные характеристики МСО.....	77
3.3.1 Характеристика классов МСО.....	77
3.4 Практическое использование классификации МСО.....	84
3.4.1 Универсальность классификации.....	85
3.4.2 Использование классификации для интерпретации данных.....	89
3.5. Краткие выводы к главе 3.....	92
 ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЛИНИЙ ШКВАЛОВ.....	94
4.1 Определение трансляционной и эволюционной компонент в перемещении МЛШ.....	95
4.2 Нормальные компоненты переноса и развития МЛШ.....	101
4.2.1 «Быстрые» и «медленные» линии.....	101
4.3 Вектор развития и формирование ЗОСО.....	103
4.4 К вопросу о генезисе слоистообразного региона.....	108
4.5 Эволюционная классификация МЛШ.....	113
4.5.1 Классификации, основанные на скорости смещения МЛШ.....	114
4.5.2 Морфологические классификации МЛШ.....	117
4.6 Структура движений квазидвумерных МЛШ с ЗОСО.....	123
4.6.1 «Быстрая» МЛШ.....	123
4.6.2 «Медленная» МЛШ.....	126
4.7 Краткие выводы к главе 4.....	127
 ГЛАВА 5. ИЗМЕНЕНИЯ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ, СВЯЗАННОЕ С МЕЗОМАСШТАБНЫМИ ЛИНИЯМИ ШКВАЛОВ.....	129
5.1 Кучево-дождевая облачность и возникновение шквалов в регионе.....	132
5.1.1 Определение и повторяемость шквалов в регионе.....	132
5.1.2 Роль конвективных осадков в генерации шквалов.....	135
5.2 Изменение метеопараметров при прохождении МЛШ.....	139
5.2.1 Давление, температура и ветер у поверхности земли при прохождении линий шквалов.....	139
5.2.2. Сопоставление радиолокационной и наземной информации.....	141
5.3 Линия шквалов как плотностной поток.....	145
5.3.1 Зона формирования оттока.....	146

5.3.2 Прогноз скорости ветра у земли.....	148
5.4 Шквалы локальных штормов.....	150
5.5 Реконструкция типа МЛШ по особенностям изменения приземного давления.....	152
5.5.1 Основная идея метода типизации барограмм.....	153
5.5.2 Классификация типа мезомасштабных систем по барограммам...	155
5.6 Выводы к главе 5.....	160
 ГЛАВА 6. АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИЙ В СИСТЕМАХ ОСАДКОВ.....	163
6.1 Структура циркуляций мезомасштабных конвективных систем.....	164
6.2 Теплая несущая полоса во фронтах и циклонах.....	166
6.3 К вопросу о системе координат.....	168
6.3.1. Линии тока в «сверхбыстрой» МЛШ.....	169
6.3.2. Линии тока в «сверхмедленной» МЛШ.....	175
6.4 Примеры использования MWR в прогнозе.....	177
6.4.1 Тыловой вток и направление движения МЛШ.....	177
6.4.2 Шторма с индивидуальным развитием.....	180
6.4.3 Квазистационарные фронты.....	182
6.4.4 Особенности формирования полос осадков на фронтах и в циклонах.....	190
6.5 Втоки в зону осадков слоистообразной облачности.....	193
6.6 Выводы к главе 6.....	196
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	199
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	207

## СПИСОК ТЕРМИНОВ

- back building – тип формирования мезомасштабной линии шквалов, при котором появление линии происходит вследствие почти непрерывного возникновения новых ячеек в направлении, противоположном их движению
- broken areal — тип формирования мезомасштабной линии шквалов, при котором линия возникает, как следствие слияния штормов, изначально распределенных беспорядочно
- broken line — тип формирования мезомасштабной линии шквалов, при котором она организуется на месте отдельных ячеек, образующих подобие пунктира
- embedded areal — тип формирования мезомасштабной линии шквалов, при котором линия возникает внутри зоны слоистообразных облаков
- Cb — Cumulonimbus, кучево-дождевое облако
- Ns — Nimbostratus, слоисто-дождевые облака
- ECMWF — European Centre Medium-term Weather Forecasting, европейский центр среднесрочных прогнозов погоды
- NCEP / NCAR — National Center of Environment Prediction / National Center of Atmospheric Research, национальный центр прогнозирования условий окружающей среды / национальный центр атмосферных исследований (США)
- GRW — Ground Relative Wind – система координат, неподвижная относительно земли
- MWR — Mean Wind Relative – система координат, движущаяся со скоростью переноса
- SRW — Storm Relative Wind – система координат, движущаяся со скоростью ведущего края системы
- R — интенсивность осадков, мм/ч
- Z — радиолокационная отражаемость, dBZ
- Ri — число Ричардсона
- BK — тыловой вток в конвективную зону
- BC — тыловой вток в зону слоистообразных осадков

ЗБО — зоны без осадков внутри региона осадков слоистообразной облачности

Зосо — зона осадков слоистообразной облачности

ИДВ — индикатор дальность - высота

ИКО — индикатор кругового обзора

КП – конвейерная полоса, от англ. «conveyor belt»

ТКП — теплая конвейерная полоса, от англ. «warm conveyor belt»

МКК — мезомасштабный конвективный комплекс

МКС — мезомасштабная конвективная система

МЛШ — мезомасштабная линия шквалов

МСО — мезомасштабная система осадков

ПВП — пространственно – временное преобразование

р/л — радиолокационный

ЭНЮК — Эль-Ниньо - Южное Колебание

## ВВЕДЕНИЕ

Термин «мезомасштабный» впервые употребил М. Лигда (Ligda, 1951 [30]) для обозначения радиоэха штормов, наблюдаемых на экране радара, и имеющих промежуточные размеры между конвективными (~2 км) и

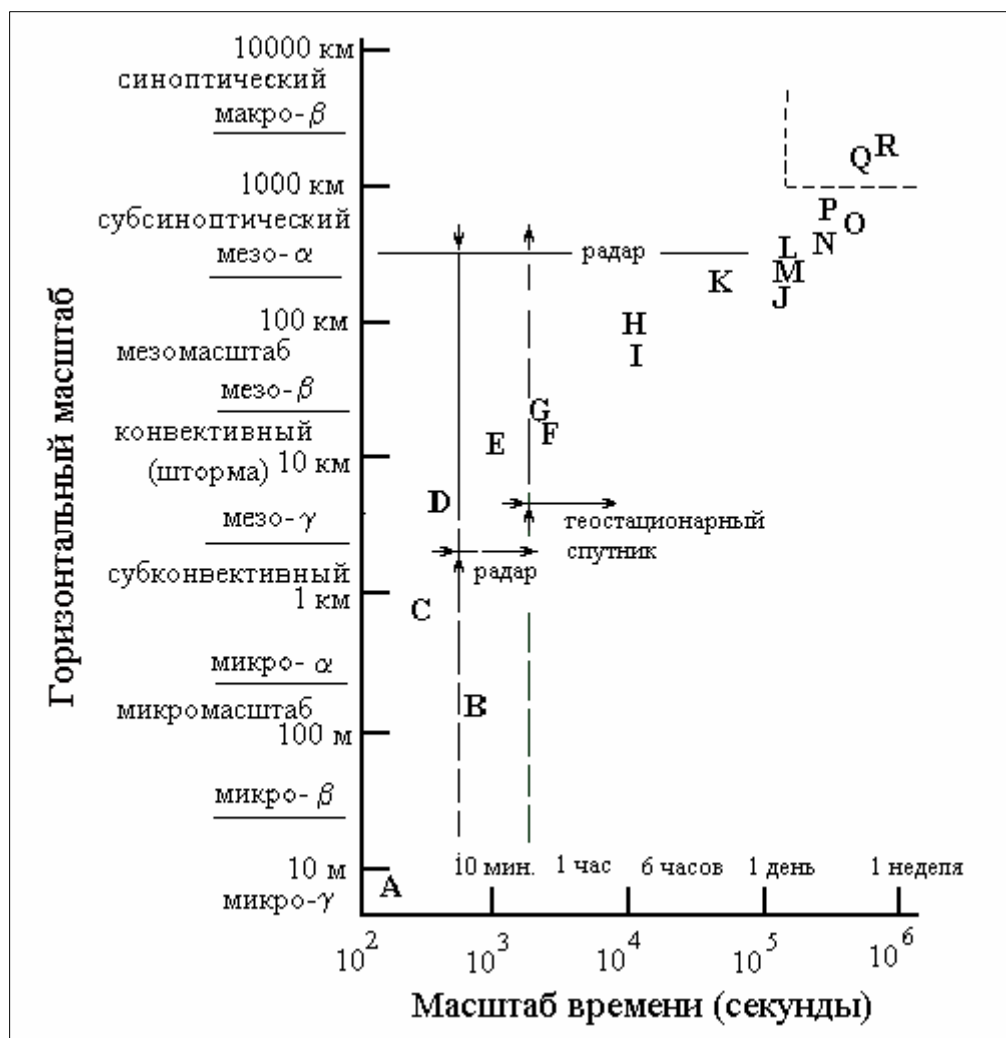


Рис. В1 Пространственно - временные масштабы некоторых атмосферных явлений:  
*A* – пыльные вихри (dust devils); *B* – торнадо и смерчи; *C* – кучевые облака *Cu*;  
*D* – нисходящие порывы (downburst); *E* – фронт порывистости (gust front); *F* – мезоциклоны; *G* – мультячейковый шторм; *H* – бризовые, горно-долинные циркуляции, мезомасштабные зоны пониженного и повышенного давления (mesohigh, mesolow);  
*I* – скопления зон осадков (precipitation bands); *J* – береговой фронт (coastal front);  
*K* – мезомасштабные конвективные системы; *L* – струи нижних уровней;  
*M* – «сухая» линия (dryline); *N* – тропические циклоны; *O* – струя верхних уровней;  
*P* – фронт у поверхности; *Q* – внетропический циклон и антициклоны; *R* – ложбины и гребни длинных волн (По работе Блустайна, 1992 [7])

синоптическими (~2000 км) явлениями. Добавочное разбиение на мезомасштабы γ и α (Orlanski, 1975 [36]) в целом не изменило взгляд на эти

явления как промежуточные, введя лишь определенный элемент иерархии, удобный с точки зрения динамики явлений. Равнозначна и другая терминология. Так, с точки зрения физики облаков синоптический масштаб можно рассматривать как макромасштаб (Мазин и Хргиан, 1989, с.13 [52]), а с точки зрения численного анализа (Bluestein, 1992 [7]), явления масштаба мезо- $\alpha$  (200-2000 км), характеризующиеся явной квазигеострофичностью движений, следует называть субсиноптическими. На рис.В1 показаны пространственно - временные масштабы некоторых атмосферных явлений. В такой схеме мезомасштабная конвективная система предстает как явление субсиноптического масштаба (мезо- $\alpha$ ) с элементами мезо - $\beta$  и - $\gamma$ .

В метеорологии, как и в любом другом разделе естествознания, сосуществуют интуитивный и дедуктивный методы исследования. Первый открывает законы на основе наблюдений, а второй, доказывая правильность этих законов, выводит новые. Например, внетропические циклоны сначала были увидены, затем проанализированы, а позднее численно предсказаны. Наблюдения и квазигеострофическая теория явлений масштаба более 1000 км и временем жизни более суток достигли сегодня той степени согласия, что дают основание для введения синоптико-динамической метеорологии как комплексного раздела атмосферных наук [7]. Сегодня в практике центров прогноза погоды положение дел таково, что «видение синоптической ситуации» более применяется к набору численных прогностических карт<sup>1</sup> и спутниковой анимации, нежели к составлению синоптических карт и их анализа. В области мезомасштабного (сверхкраткосрочного) прогноза систем осадков и связанных с ними явлений, говорить о подобном симбиозе практической, экспериментальной и теоретической сторон мезометеорологии к настоящему времени еще рано.

Главным образом, такая ситуация возникла из-за недооценки практического применения мезомасштабного анализа, при значительных

---

<sup>1</sup> даже климатолог зачастую изучает климат последней половины XX века по реанализу NCEP/NCAR или ECMWF



успехах в физике облаков, радарной, спутниковой метеорологии, в численном моделировании. Физика облаков всё более углублялась в микрофизические свойства конкретной порции облачного объема, радарная метеорология решала технические проблемы, в области численного моделирования шёл поиск математических подходов к решению гидродинамических уравнений. Практическое внедрение, позволявшее ускоренную проверку гипотез и моделей при этом до недавнего времени запаздывало, ведя к отсутствию обратной связи между повседневным наблюдением, теорией и экспериментом.

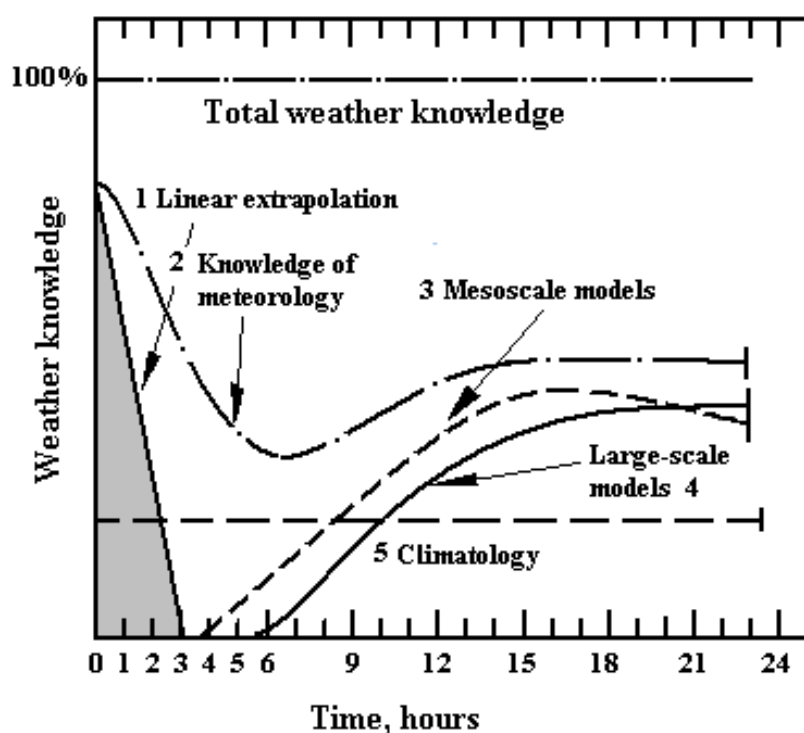


Рис.В2 Схематическое представление оправдываемости различных методов сверхкраткосрочного прогноза. 1- метод линейной экстраполяции; 2 – опыт и знания метеоролога; 3 – мезомасштабные модели; 4- модели большого масштаба; 5 – климатологические данные.

По оси ординат отложена оправдываемость прогноза в %

(Из Браунинга, 1989 [11])

системы осадков и облачности вызываются различными по физической природе процессами (не менее пяти по Davies, 1996 [19]) от синергического взаимодействия конвективных ячеек в шторме до классического фронтогенеза, не говоря о том, что существует спектр явлений (например, бризовая

В силу этого не производилось и обучения специалистов в мезомасштабном анализе, специфические требования к подготовке которых очевидны: актуальность сверхкраткосрочных прогнозов погоды исчисляется в лучшем случае часами, а объем необходимой информации несоизмеримо больше, чем в других областях. Собственно говоря, не ясно и то, что именно является объектом мезомасштабного прогноза, поскольку мезомасштабные

циркуляция, гравитационные волны и др.), которые сами по себе также должны быть спрогнозированы.

Тем не менее, из практики краткосрочного прогноза очевидно, что даже простая идентификация мезомасштабного явления и оценка его климатической повторяемости в значительной мере улучшает качество «nowcasting», определяемого ВМО как детальный анализ текущей погоды и её экстраполяция на 2 часа вперед (см. рис.В2, Browning, 1989 [11]). Для восполнения пробела в области использования технических средств и интерпретации мезомасштабных явлений ВМО и национальные гидрометслужбы к 90-м годам выпустили ряд индивидуальных и коллективных учебно-методических пособий (Clift 1985 [16], Вельтищев 1988 [50], Browning and Collier 1989 [10], Browning 1989 [11], Mesoscale forecasting ... 1989 [35], Васильев, 1999 и др. [49]).

Научный интерес к организации и эволюции мезомасштабных конвективных систем (МКС), по-видимому, достиг своего апогея к середине 90-х годов. В этот период по свидетельству В. Смалла (Smull, 1995 [41]) только в реферируемых журналах США по теме, связанной с системами осадков конвективной природы (convectively induced), печаталось более 100 работ в год. Следует пояснить, что, несмотря на широкое использование термина МКС, смысл, вкладываемый в данное понятие, сильно различается. Приведем лишь некоторые определения МКС, данные в известных монографиях последнего десятилетия. Обобщая аспекты МКС, Р. Хауз (Houze, 1993, с.334 [23]), дает следующее определение: «МКС — это облачная система, чье возникновение связано с ансамблем штормов и которая производит область непрерывных осадков горизонтального масштаба ~100 км или более, по крайней мере, в одном направлении». Согласно Г. Блустайну (Bluestain, 1993, с.521 [8]), МКС — это организованная группа основных «конструктивных» конвективных блоков (set of basic convective building blocks), подразумеваемая под блоками многоячейковые и суперячейковые шторма (см. G на рис.В1)

Есть и другие менее формализованные определения МКС. Например, У. Коттон и Р. Этнес (Cotton и Athnes, 1989, с.593 [17]) под МКС понимают

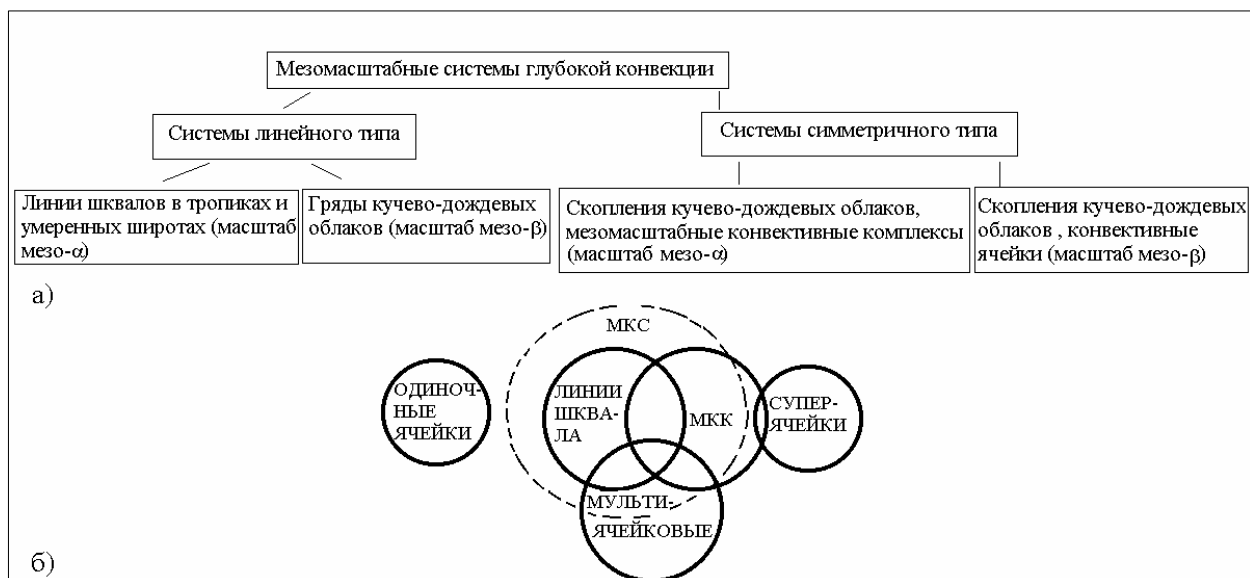


Рис. В3 Определение термина «мезомасштабные конвективные системы»

а) схема, составленная по представлению Н.Вельтищева, 1988 [50];

б) схематическое разделение различных форм конвекции по П.Рэю, 1990 [37]

систему глубокой конвекции, по размерам большую, чем индивидуальный шторм, которая часто характеризуется обширным слоистообразным облаком-наковальной (stratiform-anvil cloud) в средней и верхней тропосфере протяженностью несколько сотен километров. Типичное время жизни такой облачной системы от 6 до 12 часов, хотя в некоторых случаях stratiform-anvil может сохраняться несколько дней.

Несмотря на сходство определений в той части, что МКС - это система (группа, ансамбль) облачности и осадков большая, по масштабу, чем шторм, далеко не ясно, каковы пространственные и временные рамки МКС как атмосферного объекта. Например, определение Г.Блустайна, фиксируя построение ячеек Сb в мезомасштабные полосовые или не полосовые структуры, позволяет отнести к МКС линии конвективных осадков длиной несколько десятков километров (см. I на рис. В1). Р.Хауз, напротив, рассматривает такие линии штормов как отдельный объект (глава 8, с.329 [23]), а МКС представляет как комплекс индивидуальных штормов или линий штормов с масштабами зон осадков, большими 100 км. В определении Коттона и Этнеса (как и у Хауза) минимальный горизонтальный масштаб МКС (более «шторма») явно не задан, но указывается нижний предел времени жизни

системы – несколько часов. Поскольку верхний предел линейных масштабов не задан ни в одной из выше описанных формулировок МКС, можно лишь предположить, что само прилагательное «мезомасштабный», следуя И. Орлански, ограничивает размеры системы несколькими сотнями километров (рис.В1). Согласно приведенным формулировкам, МКС, очевидно, наиболее крупный и долгоживущий объект из семейства конвективных облаков (рис.В2, рис.В3), включая в себя линии шквалов, мезомасштабные конвективные комплексы и группы конвективных штормов.

С другой стороны Н. Вельтищев (с.29 [50]) расширяет термин «мезомасштабная конвективная система» на все морфогенетические структуры глубокой конвекции (см. рис.В3 а), как это было в более раннем определении МКС, и определяет ее как систему осадков с горизонтальным масштабом 10-500 км и со значительными конвективными явлениями в течение некоторой части жизни. До определенной степени выделение симметричных мезо- $\beta$  структур поля глубокой конвекции основано на наблюдениях (Желнин, Старостин, 1987 [51]). Так, А.Старостин (Starostin, 1995 [42]) показал, что в 60 % случаев внефронтальных ситуаций или медленно движущихся фронтов в Молдавии радиоэхо конвективных облаков, аккумулированное в лагранжевой движущейся со скоростью ячеек  $C_b$  системе координат, напоминает мезомасштабные открытые ячейки мелкой конвекции диаметром около 30 км, наблюдавшиеся со спутников. Подразделение на симметричные и линейные типы глубокой конвекции масштаба мезо- $\alpha$  по всей видимости неприемлемо в частности из-за того, что значительная часть мезомасштабных конвективных комплексов в своей структуре является линиями шквалов, или другими линейно-подобными формами.

П. Рей (Ray, 1990 [37]) справедливо считает, что среди различных форм глубокой конвекции более или менее четко можно выделить только изолированные одиночные  $C_b$  и суперячейковые облака, имеющие различную динамику, тогда как полностью разделить термины «мультиячейковые облака», «линии шквалов», «полосы осадков» (rainbands) и мезомасштабные

конвективные комплексы (МКК) невозможно (см. рис.В3 б). П. Рей дает следующие критерии облачной системы, которая могла бы быть названа МКС:

1) время жизни системы должно быть большим, чем время циркуляции воздуха

через систему; 2) конвективная система должна включать различные элементы; 3) конвективные элементы должны взаимодействовать, как между собой, так и с окружением, так что морфологически каждый из элементов неявно меняется при взаимодействии. Очевидно, что ни тип организации конвекции, ни наличие слоистообразной облачности, ни геометрические ограничения, не встречаются в данном критерии.

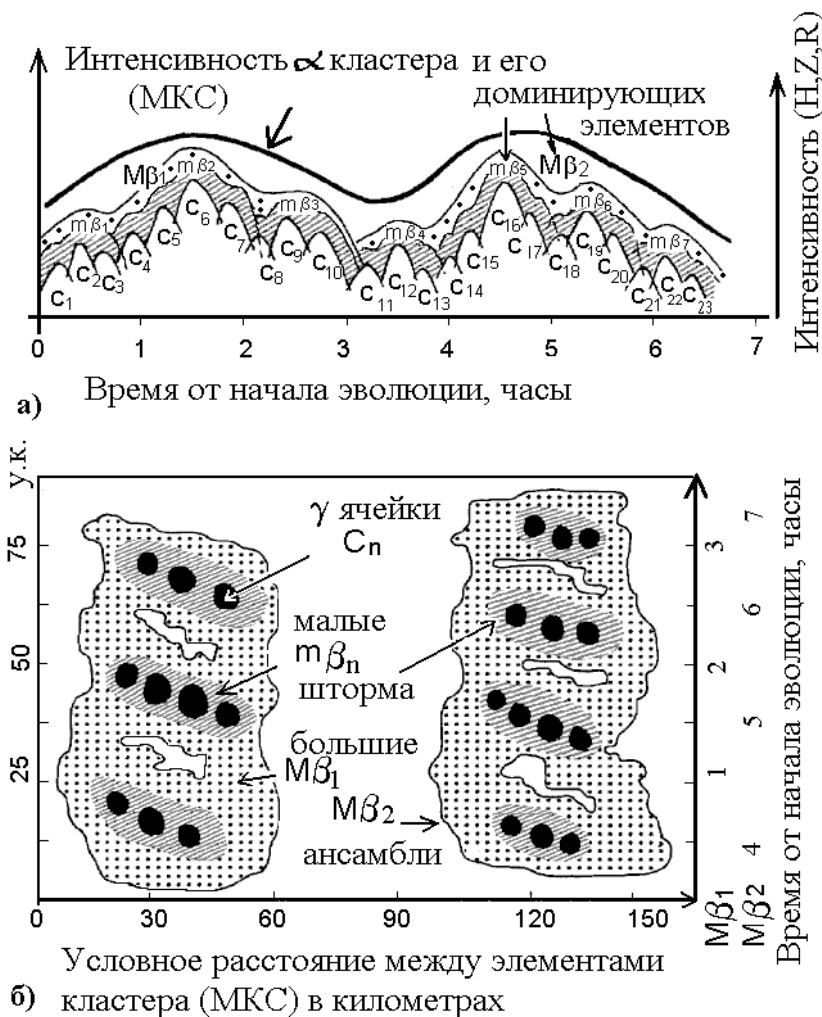


Рис.В4 Концептуальная модель мезо- $\alpha$  кластера  
а) во времени, б) по пространству воздушной массы.  $C_n$  – ячейки осадков мезо- $\gamma$ ;  $m\beta_n$  – малые скопления мезо- $\beta$  масштаба;  $M\beta_{1,2}$  – большие мезо- $\beta$  скопления.

$H$  – высота облачности,  $Z$  – р/л отражаемость,  $R$  – горизонтальная протяженность  
(Из Abdoulaev, 1995 [1])

Придерживаясь по сути сходных к последнему взглядов на МКС, С. Абдуллаев (Abdoulaev, 1995 [1]) на основе анализа радарных данных показал, что неявное взаимодействие элементов

МКС выражается в последовательном доминировании элементов мезо- $\alpha$ -кластера (рис.В4 а-б). Наиболее интенсивные на данный момент времени конвективные элементы ( $\gamma$ -ячейки) последовательно возникают в доминантных малых мезо- $\beta$  скоплениях (или доминантных мульти- или суперячейковых штормах), которые в свою очередь образуют большие мезо- $\beta$  скопления,

определяя пульсирующий характер интенсивности кластера. Важно отметить, что в модели эволюции типичного кластера пространственные и временные масштабы конвективных явлений ограничиваются областью развития, имеющей горизонтальные размеры около 300 км и период активной конвекции около 7 часов.

Таким образом, в литературе встречаются различные взгляды на МКС, как требующие взаимодействия между конвективными элементами, так и основанные на условии определенной организации в них конвективной и слоистообразной облачности. С точки зрения прогноза важно, что многие опасные явления погоды с периодами жизни менее часа: град, шквалистые усиления ветра, смерчи — обусловлены элементами МКС. Поэтому если между элементами МКС происходит взаимодействие, то очевидно, что есть возможность выделить это влияние во времени, т.е. предсказать дальнейшую эволюцию элементов и их интенсивность. С другой стороны требование определенной организации, введение морфометрических характеристик также имеет прогностическое значение, поскольку: а) отражает определенный этап эволюции системы, что по крайней мере может использоваться в сверхкраткосрочном прогнозе погоды; б) несомненно, что геометрическая организация (например, линии шквалов) и наличие слоистообразного региона важны в прогнозе ветра и обильных осадков.

Данная работа посвящена исследованию прогностических возможностей, заложенных в наблюдаемой морфологии и эволюции МКС, следуя последнему из изложенных выше определений, т. е. попытке рассмотрения совокупности всех конвективных и слоистообразных элементов в их непосредственном взаимодействии. Последнее условие накладывает серьезное ограничение на выбор средств наблюдения и способы анализа, поскольку необходимо адекватно отобразить как наименьшие элементы (т.е. ячейки осадков), так и всю систему в целом. Наиболее универсальный инструмент в этом случае — это метеорологический радиолокатор (МРЛ). Доплеровские МРЛ позволяют кроме радиолокационной отражаемости также оценить горизонтальную и

вертикальную скорость облачных частиц и капель осадков, т.е. обнаружить структуру циркуляции внутри облака. В этой работе будут использованы наблюдения с помощью доплеровского радара DWSR-88S, проведенные в течении ряда лет в Центре метеорологических исследований Федерального университета г.Пелотас (штат Рио Гранде до Сул, Бразилия) в сочетании с другими типами данных.

В шести главах данной работы сделана попытка показать, что на основе радиолокационных наблюдений можно построить объектно-ориентированную классификацию мезомасштабных систем осадков, а затем выделить ряд признаков объектов и явлений, эволюцию которых в значительной мере можно предсказать. Глава 1 представляет краткий обзор структуры и организации некоторых мезомасштабных систем осадков (МСО), таких как мезомасштабные комплексы, мультячейковые штормы и линии шквалов. Здесь под линиями шквалов (от американского термина «squall line») подразумеваются мезомасштабные циркуляционные системы глубокой конвекции, в которых конвективные элементы организуются в узкие полосы протяженностью порядка 200 км в течение времени от нескольких часов до полусуток и помимо других опасных явлений производят шквалистые усиления ветра. Демонстрируются очевидные достоинства отдельных классификаций МСО, оценивается возможность практического применения их в прогнозе, в т.ч. возможный масштаб и заблаговременность прогноза по радарным и спутниковым данным.

В главе 2 описывается регион исследования, доступные данные и главные черты используемых методов (детали методов для удобства описываются в последующих главах). Рассмотрены региональные особенности процессов возникновения глубокой конвекции. Показывается, что многообразие погодных условий крайнего юга Бразилии ведет к возникновению спектра внетропических и тропических систем осадков на протяжении всего года, что делает регион идеальной природной лабораторией для радарных исследований.

Далее, в главе 3 приводятся аргументы в пользу того, что морфологические особенности МСО следует описывать лишь в контексте понятия о стадии эволюции системы, тесно связанной с пространственно-временной иерархией её элементов. Эти принципы были положены в основу морфологической классификации МСО-МКС, учитывающей линейную организацию и интенсивность конвективных элементов в стадии максимального развития системы. Аргументируется, что базовая морфологическая классификация всех МСО с подразделением на 6 типов удобна для первичного анализа выборки радарных наблюдений, она отражает особенности региональных синоптических процессов, их сезонную ритмику, в т.ч. выявлена значимость вектора пассивной трансляции в организации МКС. Сделано также сравнение некоторых морфометрических характеристик МСО, определяемых по радарным данным со спутниковыми изображениями и данными грозоотметчиков в рамках концепции о потенциально возможной области осадков, переносимых с воздушной массой.

Глава 4 является основной в представляемой работе и посвящена анализу эволюции МКС с линейной организацией конвективных элементов – мезомасштабных линий шквалов (МЛШ). Доказывается, что существует два основных типа МЛШ, элементы которых ведут себя различно по отношению к вектору пассивного переноса. Определяя величину нормальной и параллельной составляющей вектора развития линии, удастся предсказать многие важные характеристики МКС, такие как линейные размеры зоны осадков слоистообразной облачности, её положение относительно конвективного региона, в т.ч. асимметрию между зоной осадков слоистообразной облачности и конвективным регионом. Классификация МЛШ тропических и умеренных широт, наблюдаемых в других регионах, также подтверждает выводы. Представлены доказательства, что структура движений в линиях шквалов с положительным и отрицательным развитием по отношению к компоненте переноса существенно отличается, отражая их неодинаковую природу.



В пятой главе описывается применение предлагаемой классификации линий шквалов для интерпретации временных серий давления, ветра и других метеопараметров, регистрируемых у поверхности земли на метеостанциях. Подтверждается, что обычный некогерентный радар — это эффективный инструмент для наблюдения морфологии и эволюции мезомасштабных систем осадков, а доплеровский радар незаменим не только для изучения собственно мезомасштабных циркуляций внутри зон осадков, но и для интерпретации приземных полей давления, ветра и температуры. В частности, исследованы возможности применения некогерентного и доплеровского радара в оперативном анализе и прогнозе шквалистых усилений ветра, связанных с различными типами МКС. Обосновываются принципы климатологии мезомасштабных систем на основе стандартных барограмм, анеморумбограмм и плювиограмм.

В главе 6, органически связанной с предыдущими, предлагается способ представления относительных движений в МКС, где основой инерциальной системы отсчёта является скорость переноса. Метод, названный (mean wind relative) MWR, опробуется на анализе доплеровских скоростей, полученных одиночным доплеровским радаром для линий шквалов различного типа, облачных вихрей, систем осадков стационарных фронтов и др. Показано, что в MWR происходит своего рода «вертикализация» движений в конвективном регионе, что, по-видимому, означает, что циркуляция конвективной системы до некоторой степени переносится с ветром в средней тропосфере. Доказывается как исследовательский потенциал метода, так и его оперативная применимость для выделения зон тылового втока в систему и оценки вектора развития МЛШ.

В заключении подводятся итоги работы и кратко обсуждаются возможные направления будущих работ в исследовании мезомасштабных конвективных систем.

На защиту выносятся: 1) метод построения морфологической классификации систем осадков на основе радарных данных; 2) эволюционная

классификация линий шквалов и её прогностические следствия; 3) метод интерпретации доплеровских данных – MWR.

## ГЛАВА 1

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ ОСАДКОВ КАК ОБЪЕКТ ПРОГНОЗА

**1.1 Роль дистанционных средств в истории мезомасштабного анализа**

Поперечный горизонтальный масштаб некоторых конвективных элементов, таких как ячейки Сб и линии шквала (5 и 30 км) позволяет при определенных ограничениях их исследование по данным, полученным в одной точке путем учащенной регистрации метеорологических величин. Обычным в этом случае является представление такой временной серии в виде распределения метеовеличин в пространстве в системе координат, движущейся

*Таблица 1.1 Некоторые этапы в исследовании мезомасштабных систем осадков*

Годы	Событие
1942	Обнаружение ячеек осадков радиолокатором
1946-47	Thunderstorm Project – исследование структуры грозových штормов с самолетов, радаров и наземной сети
1950	Изобретение компьютера и численные прогнозы погоды
1953	Измерение вертикальных движений в облаке доплеровским радиолокатором
1958	Средства для квантования радиоэха осадков и его визуализации
1960	Изображения облачности в видимом и инфракрасном диапазоне волн с метеорологического спутника
~1965	Синхронные наблюдения структуры движений в штормах двумя импульсными доплеровскими локаторами
1966	Метеорологический геостационарный спутник
1970	Цифровой радар и автоматическая сеть наземных данных
1980-1985	Трехмерные численные модели штормов и систем осадков, зондирование атмосферы из космоса
1990-1995	Сеть оперативных доплеровских радаров и профиломеров, прогностические мезомасштабные модели.

с облаком, так называемое преобразование «время-пространство». Используя такое преобразование рядов данных приземного давления и ветра для анализа

совокупности минимума и максимума давления, сопровождающего прохождение шторма (т.н. «грозовой нос»), Т. Фуджита еще в конце 40-х годов продемонстрировал важность нисходящих потоков и испарения для формирования и движения Сб. Согласно Джонсону, 2001 [135] это был, по-видимому, первый мезомасштабный анализ.

Заведомо жесткое требование сохранения структуры циркуляций, предполагаемое в методе «время-пространство», ограничивает его применение качественным описанием общего характера «неизменных во времени» явлений. Для анализа эволюции системы требуются наблюдения на полигонах значительных по площади. Поскольку под временным масштабом объектов  $\tau$  на рис. В1 подразумевается длительность периода его проявления в системе координат, движущейся со скоростью объекта  $v$ , то масштаб наземного полигона должен быть не менее  $v \times \tau$ . Например, ячейки Сб и мезомасштабная линия с «периодом жизни»  $\sim 0,5$  и 6 часов, соответственно, перемещаясь с характерной скоростью ветра  $\sim 36$  км/ч, «уйдут» от неподвижного наблюдателя на 20 и 200 км. Применение метеорологических спутников, радиолокаторов, грозоотметчиков и других дистанционных средств наблюдения, очевидно, является единственным выходом для одновременного отображения конвективных и мезомасштабных объектов и явлений. Собственно, всё развитие мезомасштабной метеорологии неразрывно связано с появлением и совершенствованием дистанционных средств наблюдения (см. табл. 1.1).

Первым дистанционным средством для наблюдения структуры и кинематики кучево-дождевых облаков стал наземный импульсный радиолокатор с длиной волны 3-10 см, изобретенный в конце 30-х годов. Сами же конвективные явления продолжают быть в центре внимания радарной и мезомасштабной метеорологии на протяжении 60 лет, прошедших после знакового для метеорологии «Thunderstorm Project» (Byers, 1948 [13]).

В метеорологических радарх по мощности отраженного сигнала от частиц осадков Сб и Ns, можно оценить фактор отражаемости  $Z$ , мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>, зависящий от их фазового состояния, формы и распределения по размерам

(см. табл.1.2). Интенсивность дождя и снега  $R$  (мм/ч), также связана с этими микрофизическими характеристиками и может быть оценена при использовании связи типа  $lgZ = const_2 \times lgR + const_1$ . Кроме того, радар незаменим в гидрологических прогнозах поверхностного стока в бассейнах рек (Calheiros and Zawadski 1987 [14], Joss 1990 [26]) и при калибровке спутниковых оценок глобальных осадков (Atlas and Bell, 1992 [2]). Вертикальный профиль  $Z$ , представляемый на индикаторе дальность-высота (ИДВ), используется как показатель градового состояния при активных воздействиях на облака (Абшаев и др., 1980 [47]). С начала 80-х годов в наблюдениях стал широко использоваться и технологически более сложный импульсный доплеровский радар<sup>1</sup>, позволяющий оценивать кроме  $Z$  радиальную составляющую движения облачных частиц в радиолокационном объёме. Выявление структуры циркуляций в линиях шквала и локальных штормах дало мощный толчок к развитию более совершенных физических моделей этих явлений, а способность когерентного радара обнаруживать предвестники опасных явлений: мезоциклоны, фронты порывистости, области оттоков (D, E, F, см. рис.В1) — а также получать трехмерный профиль ветра привел к его внедрению в оперативную работу<sup>2</sup>.

При обычной скорости антенны радара в три оборота за минуту, на индикаторе кругового обзора (ИКО) почти горизонтальная картина осадков размером  $\sim 400 \times 400$  км<sup>2</sup> и разрешением около  $2 \times 2$  км<sup>2</sup> получается всего за  $\sim 30$  секунд, т.е. за время, сопоставимое со скоростью сканирования той же площади со спутников.

<sup>1</sup> Различают псевдокогерентный доплеровский радар, сконструированный как и обычный на базе магнетрона DWSR-88S и когерентный, WSR-88D системы NEXRAD основанный на клистроне.

<sup>2</sup> Соединение достижений радиолокационной метеорологии с информационными технологиями последнего десятилетия, способствовало развитию систем накопления и обработки радиолокационных данных в качестве функциональной составляющей будущей системы прогноза, основанной на усвоении данных дистанционных наблюдений численными моделями в реальном времени. Подробные сведения об истории радарной метеорологии и о применении радиолокаторов в метеорологии изложены в ряде монографий (см. Doviak и Zrnić, 1984 [20], Atlas ed., 1990 [3]).

При оценке структуры радиоэха и ветра на высотах период сбора радиолокационной информации увеличивается до нескольких минут, т.к. необходимо сделать около 10 круговых обзоров под различными углами места. Обычный интервал между такими сериями конических сечений составляет около 10-15 минут, что дает возможность детально отобразить эволюцию объектов с временем жизни более часа.

*Таблица 1. 2 Интенсивность радиоэха для 10-см МРЛ на площадях не менее 4 км<sup>2</sup> и возможные осадки и явления (по Лудламу, 1980 [31] с.286 с небольшими изменениями)*

Код	Отражаемость 10lgZe, dBZ	Осадки, мм/ч	Погодные явления
0	<25	1	Слабый дождь; морось
1	26-30	1-2	Слабый дождь; морось
2	31-35	2-5	Умеренный дождь; слабый ливень
3	36-40	5-10	Умеренный дождь; слабый ливень
4	41-45	10-25	Сильный дождь,
5	46-50	25-50	Интенсивный ливень с грозой
6	51-55	50-100	Грозовой шторм
7	56-60	100-200	Интенсивный грозоградовый шторм
8	61-65	200-400	Сильный шторм с крупным градом
9	>65	>400	Экстремальный шторм с гигантским градом

Статистические обобщения высот, интенсивностей и других характеристик изолированных ячеек осадков, соотношения Z-R в различных географических регионах установлены на рубеже 60 и 70-х годов. Первые крупные мезомасштабные структуры размером до сотен километров — спирали тропических циклонов — были обнаружены к 50-м годам и сразу же определили роль радара в штормооповещении. Развитие исследований шло по двум направлениям — изучение мезомасштабной структуры осадков фронтов, которое стимулировалось необходимостью улучшения и детализировки синоптического прогноза, и исследования генезиса, структуры и эволюции конвективных облаков, определяя тем самым практическую востребованность

радар в идентификации особо опасных штормов, несущих разрушительные шквалы, смерчи и град. Характеристики штормов достаточно полно освещены в монографиях (Ludlam, 1980 [31], Atlas ed, 1990 [2], Брылев, 1989 [48], Cotton and Anthes, 1989 [17] и др.), а мезомасштабные структуры осадков на фронтах и циклонах в монографиях (Шакина 1985 [142], Вельтищев 1988 [50], Houze and Hobbs, 1982 [131]). Поэтому остановимся лишь на важных для изложения моментах, касающихся организации и движения мультитячейкового шторма (Houze and Hobbs, 1982 [131]), линий шквалов со слоистообразным регионом (Houze, 1993 [23]) и представлениях мезомасштабных движений в циклоне (Browning, 1990 [128]).

В то время как спиральные полосы тропических циклонов обнаружены радаром, а структура внетропических циклонов выделена на основе аэрологических и самолетных наблюдений, то кластеры и мезомасштабные конвективные комплексы (МКК) можно по праву назвать детищем спутниковой метеорологии. Термин облачный кластер (cloud cluster) появился в начале 70-х для обозначения округлой шапки перистых облаков 100-1000 км, возникавшей в процессе эволюции конвективной облачности в тропиках и наблюдавшейся на первых изображениях геостационарного спутника ATS-1 (Menzel, 2001 [34]). Подобные тропическим облачным кластерам системы средних широт обычно называют мезомасштабными конвективными комплексами. К началу 80-х годов изображения с геостационарных спутников серии GOES, Meteosat, GMS (и Insat с 90-х) с разрешением до  $4 \times 4 \text{ км}^2$  по крайней мере в видимом и инфракрасном диапазоне стали доступны для мониторинга облачности во всех центрах прогноза погоды. Оценивая по величине радиационной температуры и альбедо тип и высоту облачности, можно описать зоны активной конвекции и осадков. Многочисленные методы идентификации глубокой конвекции по спутниковым изображениям изложены в монографии Киддера и Вондер Хаара, 1995 [27]. Далее мы рассмотрим лишь некоторые моменты крупномасштабных условий возникновения и структуры МКК.

## 1.2 Локальные шторма

Термин «сильный локальный шторм» (severe local storm) как нельзя лучше подчеркивает уникальность таких облаков, выделявшихся на фоне остальных Сb (пункт 8-9 в табл.1.2), которые сопровождаются только ливнем и грозой (thunderstorm).

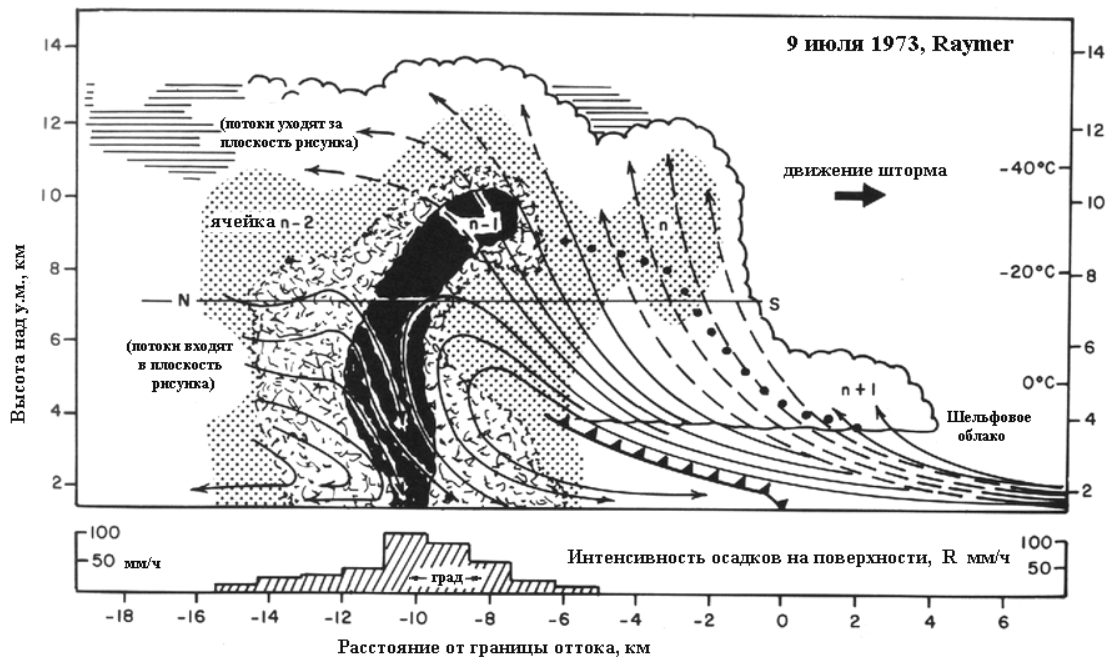


Рисунок 1.1 Схема развития мультячейкового шторма, наблюдавшегося 9/07/1973 в Раймер, США (По Хаузу и Хоббсу, 1982 [131])

Обычно локальные шторма представляют собой не одиночную короткоживущую (20 минут) ячейку осадков с отдельным восходящим потоком и максимумом отражаемости, а скопление таких ячеек, объединенных по крайней мере одним контуром отражаемости ( $\approx 30$  dBZ) в так называемый мультячейковый шторм (или многоячейковое облако). Обычно в шторме наблюдается несколько последовательно возникших ячеек на разных стадиях своей жизни.

На рис.1.1 показана схема развития мультячейкового шторма, из которой видно, что взаимодействие холодного оттока от диссипирующих ячеек шторма с окружением является важным процессом в его формировании. Вынужденная конвергенция потенциально неустойчивого воздуха нижних



уровней обычно наблюдается в направлении движения шторма перед фронтом порывистости, связанных с оттоком, и может служить началом формирования восходящего движения для новой ячейки.

Исследования показали (см. с.253-255 [131]), что видимое движение  $V_{ш}$  и форма организованного мультячейкового шторма есть результат двух индивидуальных компонент: одна есть движение самой ячейки вдоль направления ветра на средних уровнях  $V_{я}$ , т.н. ведущего потока, называемого нами пассивным переносом элементов МКС. Другая компонента — периодически дискретное появление новых ячеек на ведущем фланге шторма, или вектор его развития  $V_p$ . Различное сочетание этих двух векторов, схематически представленное нами на рис.1.2, ведет как к видимому торможению, так и ускорению шторма относительно ведущего потока.

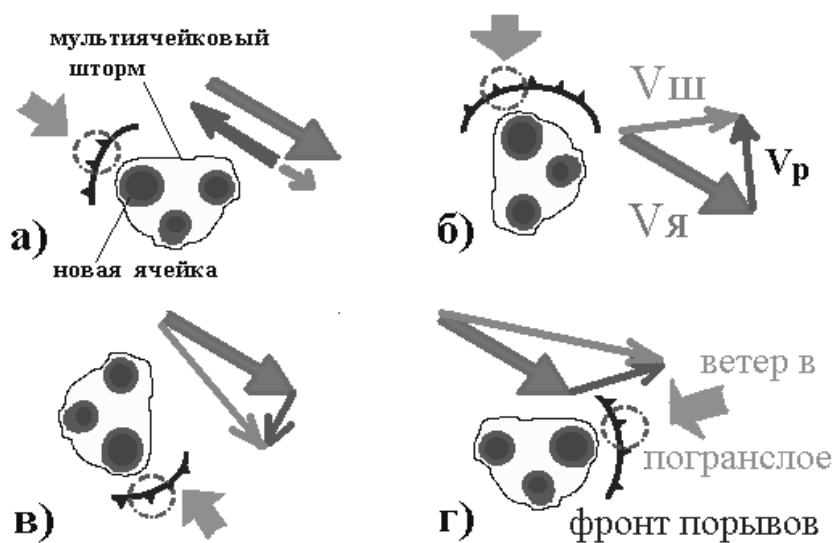


Рисунок 1.2 Схема развития мультячейкового шторма.

$V_{ш}$  - видимое движение;  $V_{я}$  — движение самой ячейки вдоль направления ветра в средней тропосфере;  $V_p$  — вектор развития

а) возникновение новых ячеек в противоположном направлении от скорости переноса  $V_{я}$ ; б) и г) влево от  $V_{я}$ ;

(рис.1.2 в). Наличие право- и леводвижущихся мультячейковых штормов, а также более мощных суперячеек — относительно долгоживущих изолированных штормов, в которых отдельные дискретные максимумы  $Z$  в навесе (т.е. отдельные восходящие потоки) не выделяются - в свое время

Тем не менее наблюдается, что в северном полушарии, как правило, новые ячейки штормов возникают на правом (южном) фланге относительно предыдущих, поэтому зона интенсивных осадков шторма ( $\approx 20$ -30 км длиной) перемещается вправо от среднего ветра

осадков шторма ( $\approx 20$ -30 км длиной)

перемещается вправо от среднего ветра

стимулировало появление аналитических и численных моделей штормов (Cotton and Athnes, 1989 [17]).

Одним из главных направлений моделирования был, вслед за эмпирическими обобщениями, поиск соотношений между энергией неустойчивости и влиянием сдвига ветра на форму конвективных движений. Так, Вейсман и Клемп, 1984 [45] показали, что суперячейки возникают при числах  $Ri$  (отношение CAPE к сдвигу ветра в слое до 6 км) от 15 до 45, а мультячейковые облака при  $Ri > 45$ . В то же время ряд работ последнего десятилетия показал, что различные по морфологии шторма могут возникать и в сходных условиях. Например, Блустайн и Паркер, 1993 [9] описали различные моды формирования штормов (от изолированных ячеек, до кластеров и линий) на «сухой линии» Южных Равнин в течение 16 летнего периода, но не нашли значительной разницы в их локальном окружении. Надо отметить, что время от появления первого радиоэха до первой регистрации опасных явлений, определенное в этой работе, составляло всего 2 часа, т.е. возникает вопрос — насколько ограничен «nowcasting» с практической точки зрения.

Условным является и правило «появления новых элементов штормов вправо от потока». Так, Хауз и др., 1993 [25], анализируя 8-летнюю выборку градовых штормов в Швейцарии, нашли, что их радиоэхо

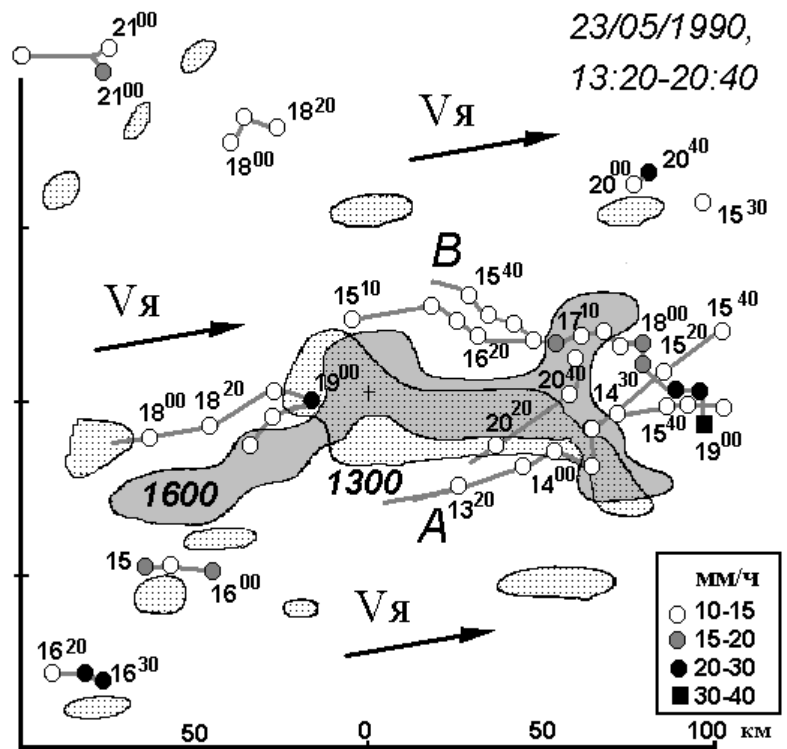


Рисунок 1.3 Влияние стационарных зон конвергенции приземного ветра (заштрихованные области), ведущее к появлению «атипичных» право- или леводвижущихся штормов в одних и тех же окружающих условиях.  $V_{я}$  — скорость движения ячеек (По Абдуллаеву, 1992 [46]).

почти поровну двигались вправо и влево от среднего потока. Моделирование показало, что изменение направления вращения ветра нижних уровней по часовой стрелке на вращение против часовой стрелки возможно из-за локальных орографических эффектов, что вызывало появление право- и леводвижущихся штормов. Последний результат согласуется с концептуальной моделью влияния стационарных зон конвергенции (СЗК) приземного ветра, ведущее к появлению «атипичных» право- или леводвижущихся штормов в одних и тех же окружающих условиях (Абдуллаев, 1992 [46]). На рис.1.3 показано, что траектории штормов А и В сходятся у СЗК (штриховка), причем, если вначале движение штормов не отличается от направления переноса ячеек, то затем А ускоряется и становится леводвижущимся, а В - праводвижущимся с заметным торможением. Необходимо заметить, что значительное количество исследований кинематики штормов вправо и влево от потока рассматривало движение без особого выделения иерархии штормов, и в выборку попадали долгоживущие линии шквалов (I на рис.В1), тогда как мультячейковые шторма очевидно живут не более 1,5 часов.

### **1.3 Мезомасштабные конвективные комплексы (МКК)**

Основные идентификационные характеристики МКК по спутниковым данным сформулировал Маддокс, 1980 [32], который впервые ввел термин МКК для обозначения мезомасштабных конвективных систем с обширной зоной восходящих движений в верхней тропосфере (табл.1.3). Повышенный интерес к МКК в США связан с тем, что GOES был первым оперативным метеорологическим геостационарным спутником, а с другой стороны с тем, что с МКК связаны более 50% осадков теплого сезона в центральной части этой страны, многочисленные градобития, шквалы и другие опасные явления. В то же время, МКК — обычное явление и в других географических регионах и климатах: в средних и низких широтах Центральной и Южной Америки (Velasco e Fritch, 1987 [43]), в муссонном климате индийского субконтинента (Laing and Fritch, 1993 [28]), над Британскими островами (Browning and Hill,

1984 [12]), в Восточной Европе (Вельтищев, 1988 [50]) и в других частях света. Интенсивно изучались условия возникновения и траектории МКК и на юге Южной Америки в области, сопряженной с интересующим нас регионом (Guedes e Silva Dias, 1985 [22]; Velasco and Fritsch, 1987 [43]; Silva Dias, 1989 [40]; Guedes et al., 1994 [21] и др.)

*Таблица 1.3 Критерий определения МКК по Маддоксу, 1980 [32] и его современная модификация по Августин и Ховард, 1988 [4] (курсив)*

( $T_{ИК}$  - радиационная температура)

Область А	Облачный щит с $T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}$ имеет площадь $\geq 10^5 \text{ км}^2$
<i>Область В</i>	<i>Внутренний холодный регион с <math>T_{ИК} \leq -52^0 \text{ C}</math> площадью <math>\geq 5 \cdot 10^4 \text{ км}^2</math></i>
<i>Начало МКК</i>	<i>Момент снимка на котором впервые облачность с <math>T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}</math> и с <math>T_{ИК} \leq -52^0 \text{ C}</math> одновременно удовлетворяет условию А и условию В</i>
<i>Длительность</i>	<i>Область А и область В идентифицируется <math>\geq 6</math> часов</i>
<i>Максимум развития</i>	<i>Непрерывный облачный щит с <math>T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}</math> (с <math>T_{ИК} \leq -52^0 \text{ C}</math>) достигает максимального размера</i>
<i>Форма</i>	<i>Отношение меньшей оси к главной оси <math>\geq 0,7</math> в момент максимального развития</i>
<i>Окончание МКК</i>	<i>Площадь с <math>T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}</math> и <math>T_{ИК} \leq -52^0 \text{ C}</math> более не удовлетворяет условию А и В</i>

Необходимым условием проявления МКК является наличие обширной облачности верхнего яруса почти круглой формы, превышающей в течение довольно длительного времени характерные масштабы, определяемые по радиационной температуре (выраженной в градусах Цельсия)  $T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}$  и  $T_{ИК} \leq -52^0 \text{ C}$  со спутниковых снимков в инфракрасном диапазоне спектра излучения атмосферы (см. табл.1.3). Дальнейшие наблюдения показали, что формальное определение площади региона с  $T_{ИК} \leq -32^0 \text{ C}$  во многих случаях по отношению к одной МКС невозможно из-за объединения облачных щитов от

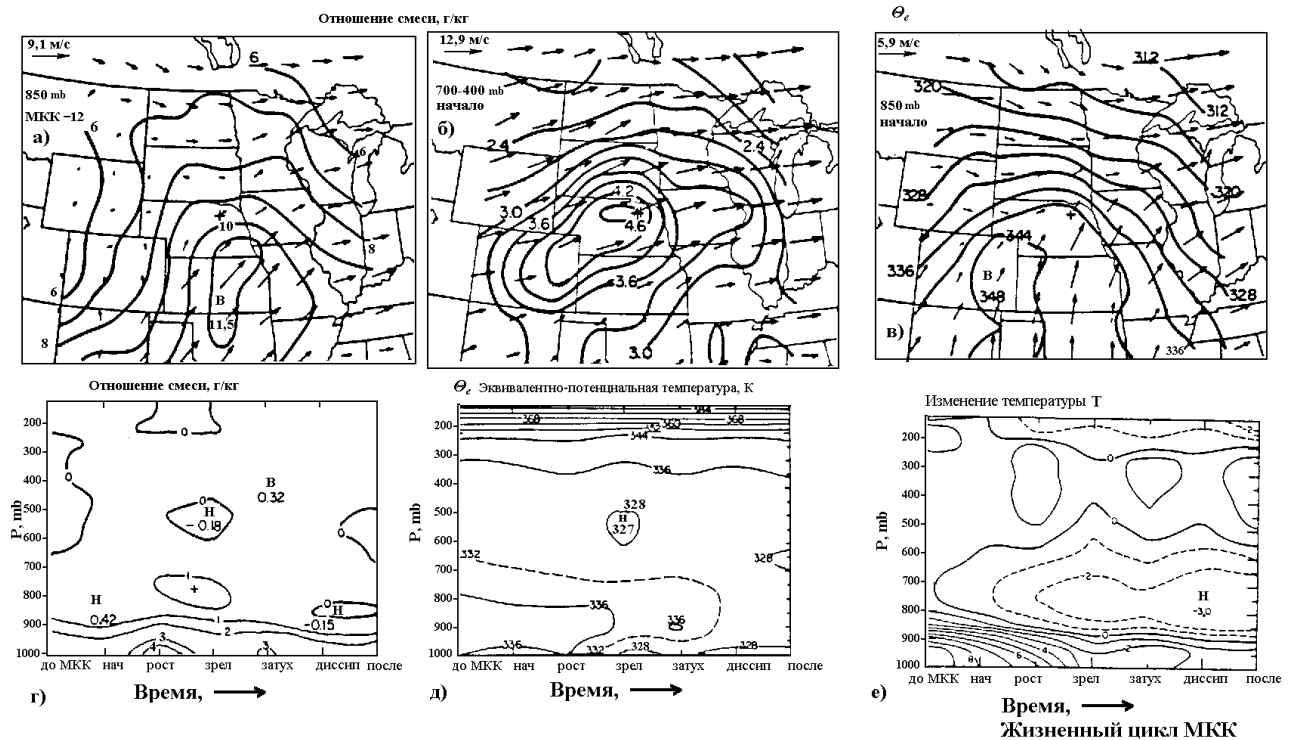


Рисунок 1.4 Характеристики окружающей среды, связанные с развитием МКК (По Коттону и др., 1989 [18]).

Изолинии отношения смеси на поверхности 850 гПа за 12 часов до зарождения МКК (а) и в слое 700 – 400 гПа в начальной стадии МКК (б);  
в) распределение эквипотенциальной температуры на 850 гПа в начальной стадии МКК; эволюция вертикального распределения влаги (г), эквипотенциальной температуры (д) и температуры воздуха.

различных систем, тогда как ядро с  $T_{ик} \leq -52^{\circ}\text{C}$ , с которой связана основная порция осадков, достаточно хорошо описывает индивидуальный МКК.

По этим причинам критерий выделения МКК ныне базируется на анализе области самого холодного региона (Augustine and Howard 1988 [4], Cotton et. al. 1989, [18] см. табл.1.3 )

### 1.3.1 Генезис и стадии эволюции МКК

Коттон и др., 1989 [18], базируясь на исследовании 134 МКК, и упрощенном критерии МКК, ввели 7 последовательных стадий эволюции МКК. С точки зрения прогноза важны две стадии: (МКК-12 часов) — стадия, на которой создаются условия для формирования первых штормов, и стадия зарождения МКК (pre-MCC), начинающиеся за 10-15 часов и за 3 часа до

момента идентификации МКК, соответственно. Синоптические условия, предшествующие возникновению комплекса, характеризуются тем, что в нижней тропосфере усиливается конвергенция влажного потенциально неустойчивого воздуха вблизи момента идентификации МКК, образуя глубокий слой со значительным влагосодержанием и слабым сдвигом ветра. Маддокс [32], используя композиционный анализ, установил, что для генезиса МКК необходимо совпадение позиций приземного фронта, горизонтальной оси влаги вдоль течения нижних уровней, мигрирующей с запада на восток ложбины на уровне 500 гПа и слабой дивергенции скорости ветра на верхних уровнях. Обычно МКК в Высоких равнинах США возникают к северу от квазистационарного фронта широтного направления на нижних уровнях, и с теплой адвекцией к югу от фронта, которая принимает на уровне 850 гПа струйный характер. Слабое коротковолновое возмущение с адвекцией теплого воздуха обнаруживается над регионом генезиса МКК вплоть до 700 гПа. МКК достигает зрелости к моменту, когда подверженное дневным вариациям это струйное течение достигнет своей максимальной интенсивности.

Наиболее характерным признаком ранних стадий является широкий язык влаги на поверхности 850 гПа с отношением смеси до 10 г/кг, поступающий в область региона появления МКК и несколько восточнее (см. рис.1.4 а, заметим, что это также характерно и для Южной Америки, как показали Гuedes и Силва Диас, 1985 [22]). В начальной стадии максимум отношения смеси замечен даже в средней тропосфере, располагаясь несколько южнее МКК (рис.1.4 б). Следует отметить, что за 10-15 часов до начальной стадии воздух в регионе генезиса может оставаться относительно сухим, заметно влажнея лишь вблизи и после момента идентификации МКК (Cotton et al., 1989 [18]), причем максимальные значения отношения смеси, на 4 г/кг превышающие значения стадии МКК-12 часов, уже наблюдаются после его идентификации на снимке, т.е. в стадии роста перед достижением максимальных размеров (стадия зрелости, см. рис.1.4 г).

В начальной стадии максимальные значения эквивалентно-потенциальной температуры  $\theta_e$ , связанные с горячим и сухим воздухом Высоких равнин, находятся примерно в 400 км западнее оси влаги (рис.1.4 в). Максимум  $\theta_e$ , распространяясь над регионом генезиса МКК, способствует адвекции тепла, концентрирующей ее сначала в МКК, а затем на его юго-западном фланге. Это очевидно и приводит к тому, что конвективные осадки последовательно мигрируют на юг относительно центра облачного щита МКК (McAnnelly, Cotton 1989 [33]). Роль слоя повышенных  $\theta_e$  очевидна из рис.1.4д: он поддерживает конвективную неустойчивость на поздних стадиях МКК, в ночное время при охлаждении поверхности земли и испарении осадков. Адвекция тепла на нижних уровнях в область генезиса также имеет максимум тогда, когда идет развитие штормов на территории, примерно за 3 часа до формального начала МКК, а адвекция холода на средних уровнях, обычный идентификатор конвекции на фронтах, значительна лишь начиная со стадии роста МКК (рис.1.4 е). Таким образом, обычный анализ наличия или отсутствия конвективной неустойчивости по данным аэрологического зондирования в регионе будущего генезиса МКК вплоть до  $3 \times 3^0$  не может рассматриваться как уверенный прогностический признак. Важно отметить тем не менее, что конвергенция ветра нижних уровней порядка  $3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$  наблюдается за 12 часов до развития МКК, увеличиваясь вдвое к начальной стадии МКК.

### *1.3.2 МКК как объект сверхкраткосрочного прогноза*

В определение МКК не входит условие сохранения круговой формы щита облачности на протяжении всей эволюции. Такое нестрогое требование к морфологическим характеристикам значительно ограничивает использование МКК, как объекта краткосрочного прогноза, поскольку его точная идентификация по соотношению осей возможна лишь в стадии зрелости. Исследования осадков МКК (McAnnelly and Cotton, 1989 [33]), проведенные на подготовленной выборке «типичных комплексов» (хорошо организованных,

изолированных от других систем летних МКК, в условиях слабой бароклинности), показывают, что момент полной идентификации МКК  $t_{\max}$  совпадает с максимумом площади и объема осадков. Наиболее интенсивные конвективные явления, очевидно, происходят ранее. Так площадь, занятая активной конвекцией с наиболее высокими облаками с  $T_{\text{ИК}} \leq -60^{\circ} \text{C}$ , достигает максимальных размеров (т.н. «термический минимум» МКК) раньше момента  $t_{\max}$ . Максимальные средние интенсивности осадков по полигону наблюдаются через 1-2 часа вслед за моментом начала МКК  $t_0$  и примерно за 4 часа до  $t_{\max}$ . Первые же шторма в области генезиса МКК в среднем начинаются за 6 часов до  $t_0$  (Rodgers, et al., 1985 [38]).

Очевидно, что размеры и форма МКК определяются его элементами. Исследуя структуры МКК на основе радарных данных, МакАннелли и Коттон, 1986 [33] нашли, что в небольших МКК с максимальной площадью щита облачности  $\approx 10^5 \text{ км}^2$  доминировал один мезо- $\beta$  элемент, а в крупных, до  $3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ , — несколько. В крупных МКК (почти 500 км в диаметре) мезо- $\beta$  элементы формировались вдоль некоторой мезо- $\alpha$  оси (склона хребта, приземной ложбины, фронта или линий оттока), причем часто таких осей было две. Хауз и др., 1990 [24] анализируя 51 случай весенне-летних экстремальных по интенсивности и площади осадков, пришли к выводу, что в 75% случаев их облачный щит удовлетворял критерию МКК, но элементы поля радиолокационной отражаемости в равной степени могли быть организованы как в линию шквалов с областью осадков из слоистообразной облачности, так и в неопределенный конгломерат конвективных ячеек и слоистообразной облачности (см. п.1.4.1)

Из изложенного выше следует, что явно различные по морфологии скопления Сб (линии шквалов или округлые группы масштаба мезо- $\beta$ ) могут после объединения облачного щита удовлетворять критерию МКК. Описать взаимодействие этих групп и линий, к определенному моменту организующих МКК, по спутниковым данным затруднительно не только из-за быстрой



маскировки скоплений активных Сb шапкой перистых облаков, но и из-за не достаточного для определения эволюции мезо-β элементов МКК временного разрешения поступления информации, составляющего 25-30 минут в обычном режиме сканирования обоих полушарий (полный диск Meteosat, GOES, GMS).

Таким образом идентификационный признак МКК: наличие щита облачности, достигающего высот 10-12 км ( $T_{ик} = -54^{\circ}\text{C}$  по стандартной атмосфере) и имеющего эквивалентный диаметр не менее  $D = (4S/\pi)^{1/2} = 250$  км, — с точки зрения сверхкраткосрочного прогноза может быть бесполезен. В то же время имеет смысл *масштаб* состоявшегося крупного конвективного события, который полезен для целей мезомасштабной климатологии и в некотором смысле для синоптического анализа. В частности, для средних и субтропических широт Южной Америки, характерно, что центры активности МКК имеют достаточно четко выраженный сезонный ход (Velasco and Fritch, 1987 [43]), связанный с миграцией субтропического струйного течения и «языка» влаги из субтропиков.

#### 1.4 Мезомасштабные линии шквалов (МЛШ)

Одиночные конвективные ячейки, суперячейки или мультячейковые облака могут образовывать полосовые структуры бóльшего масштаба, т.н. линии глубокой конвекции или мезомасштабные линии шквалов (МЛШ). В случаях, когда МЛШ возникает в теплом секторе циклона впереди холодного фронта, часто используются термины - предфронтальная линия шквалов, линия неустойчивости (Cotton and Athnes, 1989 [17]). Различают также тропические и линии шквалов средних широт, которые под разными названиями в целом встречаются в различных климатических зонах (см. рис.1.5 по Лудламу, 1980 [31]). Очевидно, что как и МКК, линии шквалов в умеренных широтах северного полушария концентрируются в зоне среднего положения струйных течений, а в южном, согласно Лудламу, — в юго-восточных частях континентов в периоды перемещения оси струйного течения вместе с холодными фронтами к северу.

Коттон и Этнес, 1989 (с. 630 [17]) делают вывод, что главное отличие условий окружающей среды, характерное для МКК, отличающее его от линий

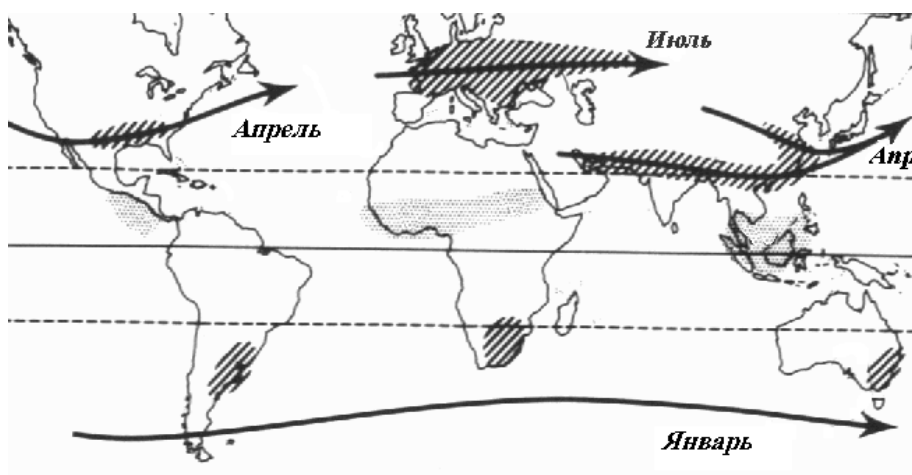


Рисунок 1.5 Основные регионы возникновения линий шквалов и грозо-градовых штормов в низких (серый цвет) и умеренных (штриховка) широтах. Стрелками указано положение струйных течений (По Лудламу, 1980 [31])

шквалов — это малый сдвиг ветра в глубоком влажном слое, тогда как шквальные линии развиваются в условиях сильного сдвига ветра и при

наличии языка сухого воздуха на средних уровнях. Хауз и др.,

1990 [24] отмечают, что описанная выше нижеуровневая струя в средних годографах, обнаруживалась в сроках, близких к развитию линий шквалов, и отсутствовала в менее организованных системах.

#### 1.4.1 Эволюция МЛШ и её морфоструктуры

Более строго линию конвекции определяют, как конвективное радиоэхо, большая ось которого, имея размеры не менее 50 км, по крайней мере в 5 раз превышает его ширину, и проявляется на ИКО радара более 15 минут (Bluestein and Jain, 1985 [6], Bluestein, 1993 [8]). Наблюдения отдельных линий шквалов интенсивно производились еще в 60-х годах, но чаще они сводились к анализу кинематики и структуры наиболее активного, конвективного региона линии (см. Houze and Hobbs, 1982 [131], Ludlam, 1980 [31]). Обобщение стадий эволюции МЛШ, степень организации радиоэха конвективного региона и региона осадков из слоистообразной облачности были произведены лишь в последние десятилетия [6, 24, 29].

Классической работой, акцентирующей внимание на элементах МЛШ, является работа Лири и Хауза, 1979 [29], которые выделили 4 стадии в развитии тропической МЛШ: а) стадию формирования, когда изолированные ячейки организуют линейную структуру; б) интенсификации – ячейки образуют квазинепрерывные сегменты с более высокой отражаемостью; в) стадию зрелости, когда сосуществует конвективный и слоистообразный регион и г) диссипации, когда конвективная часть МЛШ исчезает.

Базируясь на формах организации радиоэха в стадии формирования, Блустайн и Джайн, 1985 [6] провели классификацию 40 МЛШ, наблюдавшихся за 11 весенних сезонов в Оклахоме (см. рис.1.6). Формирование МЛШ в

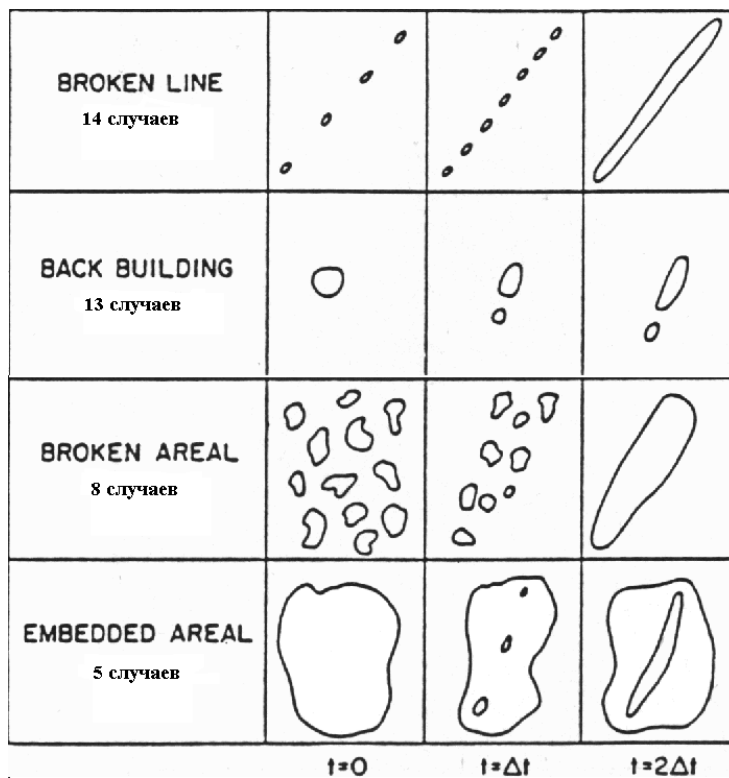


Рисунок 1.6 Классификация линий шквалов по способу образования.  $2\Delta t$  — стадия интенсификации (По Блустайну и Джайну, 1985 [6])

непрерывную монолитную линию радиоэха обычно происходит четырьмя возможными путями: 1) линия формируется на месте отдельных ячеек, образующих подобие пунктира (broken line); 2) появление линии вследствие почти непрерывного возникновения новых ячеек в направлении, противоположном их движению (back building;

очевидно, что это тип мультячейкового шторма); 3) линия

возникает, как следствие слияния штормов, изначально распределенных беспорядочно (broken areal); 4) линия возникает внутри зоны слоистообразных облаков (embedded areal). Процесс формирования линий 1, 3 и 4 типов заканчивается за 30-90 минут. Формирование МЛШ второго типа занимает

около 30 минут, но возникновение новых ячеек может аналогичным способом повторяться вплоть до 6 часов.

Поскольку данная работа часто цитируется в различных источниках, надо отметить следующее: 1) классификации подвергнуты только МЛШ, производившие опасные явления погоды (торнадо, порывы ветра более 25 м/с, град 2 см); 2) при этом 12 МЛШ (т.е. 20%) формировались другими путями; 3) дальнейшая эволюция МЛШ после формирования не оценивалась. Зондирование воздушных масс, в которых формировались МЛШ, показало, что различие в вертикальной структуре ветра и запасе энергии неустойчивости для большинства МЛШ незначительно. В целом линии ориентировались вдоль сдвига ветра в нижнем километровом слое, приблизительно  $75^\circ$  от сдвига между 1,4 и 3 км и в  $40^\circ$  сдвига ветра выше 3 км. Например, линии первого типа формировались при меньших сдвигах ветра, а четвертого — при низких значениях энергии неустойчивости. Числа  $Ri$ , рассчитанные для условий окружающей среды, в которых формировались линии как второго, так и четвертого типа, имели приблизительно те же значения, что и для изолированных суперячеек. Последующий анализ условий возникновения более слабых МЛШ, не сопровождавшихся экстремально опасными явлениями (Bluestein et. al., 1987 [5]), показал, что при меньших сдвигах ветра даже в этих случаях доступная потенциальная энергия составляет около 60% от энергии экстремальных МЛШ.

Хауз и др., 1990 [24] определили тип и степень организации мезомасштабных

систем осадков (группа радиоэха или непрерывная зона с горизонтальными размерами  $> 100$  км) в 51 случае обильных осадков (более 25 мм в сутки на

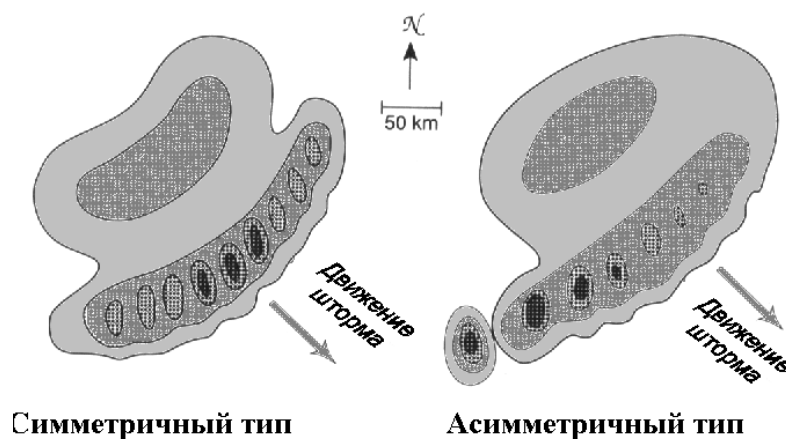


Рисунок 1.7 Схематическое представление радиоэха симметричных и асимметричных МЛШ (По Хаузу, 1993 [23])

площади  $>12\,500\text{ км}^2$ ), наблюдавшихся за 6 весенних сезонов в Оклахоме и обнаружили, что около  $2/3$  таких событий связано с конвективными линиями (или МЛШ), сопровождавшимися регионом слоистообразных осадков (Leading Line / Trailing Stratiform, так называемое LL/TS). Системы были субъективно ранжированы в соответствии с 10 признаками, резюмированными Хаузом, 1993 [23] следующим образом.

Конвективный регион: 1) имеет форму арки, выгнутой стороной направленной в направлении движения линии; 2) обычно имеет ориентацию с СВ на ЮЗ; 3) быстро движется на восток или юг, со скоростью в направлении, перпендикулярном оси линии, большей  $10\text{ м/с}$ ; 4) на вид представляет монолитную форму, когда интенсивные ячейки объединены контуром более умеренных отражаемостей.

На переднем (ведущем) крае конвективного региона 5) наблюдаются большие градиенты отражаемости, а также 6) он имеет «пилообразный» вид с расстоянием между «зубцами», образованными конвективными ячейками, 5-10 км. Сами же ячейки: 7) имеют вытянутую форму с углом наклона к оси системы от  $45^\circ$  до  $90^\circ$ . Кроме того ведомый регион осадков слоистообразных облаков: 8) имеет значительную площадь  $>10^4\text{ км}^2$ , а также 9) в тылу его образуется вогнутость («notch») и 10) вторичный максимум отражаемости, отделенный от конвективной зоны узкой полосой низких отражаемостей. Кроме означенных десяти характеристик выделялись симметричные случаи мезомасштабной конвективной системы, когда 11) интенсивные ячейки не имели предпочтительного положения вдоль линии, а центростремительный регион 12) находился прямо позади центра линии, и асимметричные, когда конвективная линия 13) имела более значительные отражаемости на южном, юго-западном или западном фланге, а 14) центростремительный регион сдвинут на северный — северо-восточный конец линии. Идеализированное представление радиоэха симметричных и асимметричных МЛШ, обладавших всеми первыми десятью признаками, представлено на рис.1.7.

Мгновенная картина радиоэха в радиусе 240 км от радара соотносилась с идеализированными признаками с определенным весом. Способ оценки ясен из рис.1.8, где представлено схематическое руководство, разработанное

Вес признака	Выпуклость края в виде арки	Монолитность конвективного региона	Ориентация ведущего края	Скорость линии	Градиент отражаемости на ведущем крае
1			ЮЗ-СВ ЮЮЗ-ССВ ЮЮЗ-ССВ Ю-С	$\geq 12$ м/с	
0.5			ССЗ-ЮЮЗ СЗ-ЮВ	$\geq 10-12$ м/с	
-0.5			ЗЮЗ-ВСВ ЗСЗ-ВЮВ	$\geq 8-10$ м/с	
-1			З-В	$< 8$ м/с	
Вес признака	Пилообразность ведущего края линии	Наклон ячеек к оси линии 45-90°	Размер зоны слоистобразных осадков	Вогнутость в тылу зоны слоистобразных осадков по её радиусу	Интенсивность осадков во вторичном максимуме отражаемости
1			$\geq 10000$ км <sup>2</sup>		Некоторая площадь $> 10$ мм/ч
0.5			$\geq 7500-10000$ км <sup>2</sup>		Значительная $S > 3$ мм/ч
-0.5			$\geq 5000-7500$ км <sup>2</sup>		Малая $S > 3$ мм/ч
-1	нет	нет	$< 5000$ км <sup>2</sup>		Только $S$ около 1 мм/ч

Рисунок 1.8 Схематическое руководство по определению категории организации линейных МКС (По Shchiesser et al., 1995 [39])

Shchiesser et al., 1995 [39]. Далее по сумме весов определялась категория организации линейных МКС: сильная, умеренная, слабая, остальные и МКС, не поддающиеся классификации в линии.

Приведенная выше классификация мезомасштабных систем осадков, хотя и подразумевала её использование для целей мезоклиматологии экстремальных по

интенсивности и протяженности случаев, тем не менее отразила только

около 50% всех сообщений о торнадо, граде, разрушительных ветрах, паводках за шесть весенних сезонов. Несмотря на субъективность отнесения системы осадков к той или иной категории было отмечено, что, например, «сильная» симметричная организация МКС чаще ведет к паводкам, а «слабая» асимметричная — к градобитиями и торнадо. По данным осреднения температурных стратификаций и годографов ветра, в случаях с «сильной» классификацией наблюдается хорошо выраженное нижнеуровневое течение,

причем в асимметричных линиях больший сдвиг ветра наблюдается вдоль линии, а в симметричных — поперек. Нижнеуровневая струя не наблюдалась в случае МКС с хаотическим расположением штормов, которые чаще дают град, и в меньшей степени при торнадо и наводнениях. В целом значения  $R_i$  для слабо классифицируемых и не классифицируемых случаев были менее 40, а для случаев с хорошо выраженной линией и слоистообразным регионом — около 90.

### 1.5 О целях предлагаемой работы

Исследования облачных скоплений различного происхождения по снимкам, сделанным в видимом и инфракрасном диапазонах с геостационарных спутников и совмещенным с полями радиолокационных осадков и приземных метеовеличин, привели к выводу о том, что эволюция систем облачности крупного масштаба умеренных и тропических широт начинается с возникновения скоплений отдельных конвективных штормов. Стало очевидным, что в рамках скопления грань между конвективными осадками и осадками слоистообразной облачности достаточно условна. Так, начинаясь как линия конвективных штормов, к концу жизни МКК может представлять собой зону осадков слоистообразной облачности овальной формы. Когда по доплеровским наблюдениям в линиях шквалов были обнаружены потоки, связывающие регионы тыловой перистой облачности и лидирующий конвективный регион, отстоящие друг от друга на сотню километров, стало понятно, что по крайней мере в этом случае существует мезомасштабная конвективная *система*. Это определило то, что в научном обиходе термин *mesoscale convective system* означает прежде всего скопления Сб и генетически связанную с ними слоистообразную облачность горизонтальной протяженностью до нескольких сотен километров и временем жизни около полусуток. Очевидно, что главное направление исследований сегодня — это поиск прогностических возможностей, обнаружение признаков, по которым распознается данная система циркуляций. Очевидно также, что классификация

линейной МКС со слоистым регионом в ее зрелой стадии существенно снижает прогностическое значение, оставляя вне внимания остальной спектр систем осадков.

Как показано выше, распределение радиоэха на стадии формирования может быть различным, но существует определенный синергизм, приводящий к формированию линейного сегмента МЛШ, причем эта стадия длится не более 1,5 часов, что значительно меньше, чем зрелая стадия МКС, имеющая продолжительность 5-10 часов по Хаузу (Houze, 1993, с.350 [23]). Поскольку в стадии формирования и интенсификации регион слоистообразной облачности отсутствует, но конвективные ячейки обычно в ранних стадиях более интенсивны, то, согласно модели  $\alpha$ -кластера, развитие конвекции после максимума интенсивности до некоторой степени прогнозируемо. Опираясь на это предположение можно попытаться выделить на стадии, близкой к интенсификации, некоторые эволюционные признаки перехода системы в МЛШ масштаба  $\alpha$ , а также разделить МЛШ на две группы — со слоистообразным регионом и без него.

Предлагаемая ниже классификация мезомасштабных систем создавалась в регионе, где радарные исследования ранее не проводились. Поэтому помимо чисто научной направленности нами была поставлена задача создать морфологическую классификацию, охватывающую, во-первых, весь спектр систем осадков вне зависимости от их интенсивности и, во-вторых, которую можно было бы применить в прогнозе и обучении метеорологов. Такая классификация, лишенная избыточного количества специфических для радиолокационной метеорологии способов отображения данных и критериев, могла бы быть использована повсеместно вне зависимости от способа представления радарных данных.

Помимо этого ставилась задача более строго определить *ту стадию эволюции, общую для всех систем*, на которой было бы возможно по радиолокационным данным идентифицировать тип МСО с целью дальнейшего определения особенностей ее развития, временной привязки к другим данным,



появлению опасных явлений, т.е. наметить пути к морфолого-эволюционной классификации МСО. Понимая заранее значительный субъективизм любой из классификаций такого типа, принципиальным был отказ от простой инструкции по описанию морфоструктур. Кажущаяся простота оценки по формализованной инструкции-схеме на практике вызывает много вопросов. Действительно, применяя подходы Хауза к градовым процессам в Швейцарии (Shchiesser et al., 1995 [39]), авторы вынуждены были не только видоизменить способ оценки (см

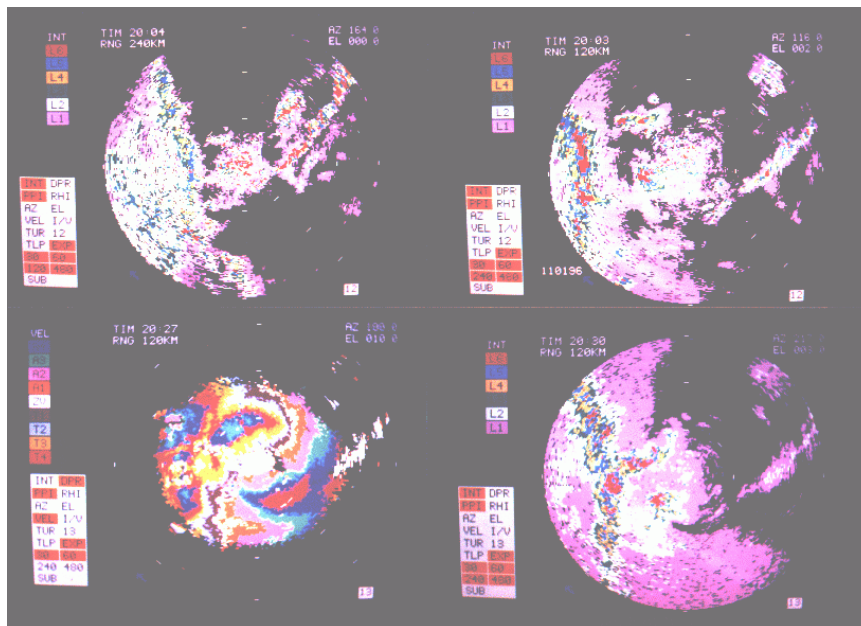


Рисунок 1. 9 Пример слияния мезомасштабной линии шквалов с двумя мультячейковыми штормами. Вверху: ИКО изображение р/л отражаемости в двух уровнях: угол подъема антенны  $0^{\circ}$ ,  $R=240$  км (слева) и  $2^{\circ}$ ,  $R=120$  км (справа) Внизу: через 30 мин после слияния – слева поле радиальных скоростей (угол подъема  $10^{\circ}$ ), справа – р/л отражаемость (угол подъема  $3^{\circ}$ )  $R=120$  км

рис.1.8), но и нашли, что в данном географическом регионе структуры LL/TS достаточно редки, а необходимая процедура для оценки морфологического типа МКС становится ещё более сложной. Здесь, видимо, уместно

привести далеко не самый сложный пример, встречающийся в практике прогноза.

На рис.1.9 приведены ИКО линии шквалов, смещавшейся с запада на восток, визуально приближаясь к двум мультячейковым штормам. Можно ли сказать, что конвективная линия — симметричного типа, выгнутый ли её передний край, если южнее радара образована явная вогнутость. Как оценить «пилообразность» ведущего края линии, если рассматривать её в момент слияния со штормами?

Радиолокационная классификация мезомасштабных систем осадков должна быть самодостаточна. В нее должны быть включены системы любой

интенсивности и горизонтальной протяженности. Эта классификация должна опираться на признаки, выявленные только на основе анализа р/л данных. В случае уверенной идентификации класса мезомасштабной системы, в дальнейшем станет возможным досконально изучить условия ее возникновения, дальнейшие стадии эволюции и спрогнозировать сопутствующие ей явления погоды. Очевидно, что для целей прогноза такая классификация не может содержать слишком большое число морфологических признаков во избежание субъективизма, чтобы можно было выявлять наиболее общие черты мезомасштабной системы, регистрируемой с помощью радиолокатора.

Ввиду того, что с прогностической точки зрения наиболее распространенным способом отображения радиолокационных данных является представление систем осадков в горизонтальной плоскости радиусом 250 – 300 км, то первым признаком классификации может стать критерий линейности взаимного расположения элементов мезомасштабной системы. При этом важно определить, какие именно области зон осадков системы должны иметь характерную линейную форму. Вторым очевидным признаком при классификации, играющим большую практическую роль, должна стать обобщенная характеристика интенсивности системы: наличие конвективных элементов, отличающих данную зону осадков от преимущественно слоистообразной.

Места локализации и тип многих опасных явлений во многом определяются циркуляционными особенностями элементов МКС. В связи с этим встает вопрос о выборе системы координат, наиболее подходящей для одновременной интерпретации относительных движений в каждом из этих элементов. Разработанные ранее концептуальные модели МКС использовали для этих целей системы отсчета, связанные с определенным масштабом скоплений Св. Так, в случае мультячейкового шторма движения в нем рассматривается относительно скорости холодного оттока (рис.1.1), или относительно движения линии шквалов. Приведем еще один из примеров

(рис.1.9). В какой системе координат анализировать поля доплеровских скоростей при сближении штормов с линией шквалов, какую скорость системы координат нужно выбрать, чтобы интерпретировать эти не столь уж и сложные изображения?

По всей видимости наиболее подходящей может стать система координат, связанная с движением наименьшего структурного элемента МКС – конвективной ячейки. В дальнейшем будет предложен и обоснован способ интерпретации данных доплеровского радара, основанный на системе координат, движущейся с единой для всех элементов МКС скоростью — скоростью среднетропосферного потока.

## ГЛАВА 2

РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ  
МЕЗОМАСШТАБНЫХ СИСТЕМ ОСАДКОВ

Наблюдения мезомасштабных систем осадков были проведены с использованием доплеровского радиолокатора Метеорологического научно-исследовательского центра Университета г. Пелотас ( $31^{\circ}43'$  ю.ш.,  $52^{\circ}18'$  з.д.) в период с августа 1993 по октябрь 1999 года, при поддержке фонда научных исследований Бразилии (CNPq). В первой части этой главы будет дана краткая физико-географическая характеристика региона и основных условий погоды (п.2.1). Во второй части главы (п.2.2) рассматриваются радарные данные и методы их первичной обработки.

**2.1. Краткая характеристика региона исследования**

Радар DWSR-88S (длина волны 10,7 см) установлен на 45-метровой башне (80 м над у.м.), на равнинной местности в 4 км к западу от города Пелотас, в 60 км от побережья Атлантического океана и в 10 км от пресноводной лагуны Lagoa dos Patos (рис.2.1). В максимальном радиусе обзора радара 480 км условно можно выделить два сектора: «континентальный», охватывающий крайний юг Бразильской федерации (штат Рио Гранде до Сул) и значительную часть республики Уругвай, а также «морской» сектор, примечательный тем, что в нем расположена мигрирующая область океанического фронта, образованного холодным Мальвинским и теплым Бразильским течениями.

Климат региона классифицируется по Кеппену как субтропический умеренно-влажный без сухого периода с жарким летом (Cfa). Отметим, что данный тип климата характерен для всей Бразилии южнее линии тропика, сменяясь климатом Cfb, там где высоты Бразильского нагорья достигают 1000 м, и среднемесячные температуры января не превосходят  $22^{\circ}\text{C}$ .

Континентальный сектор представляет собой в основном равнину с небольшими поднятиями, не превышающими 500 м. Среднегодовые

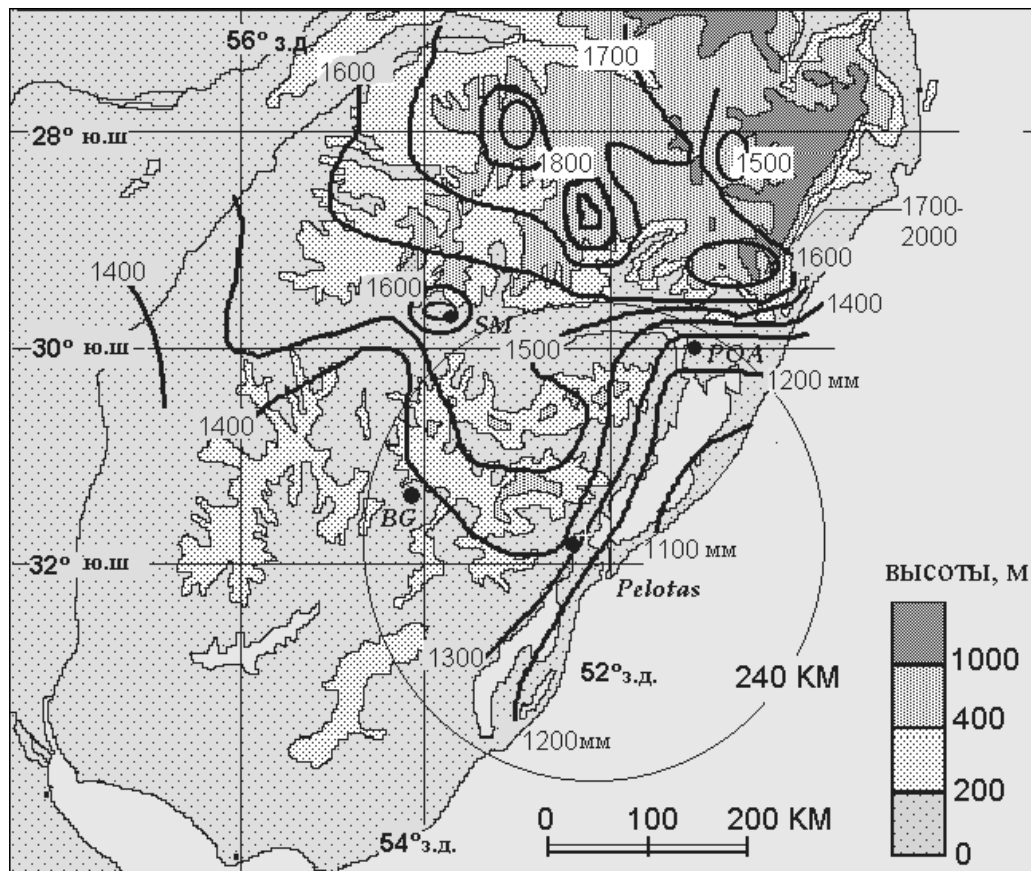


Рисунок 2.1 Карта региона исследования. Жирными линиями указаны изоконтурные годовых сумм осадков, мм. Сокращенно указаны города, где находятся метеостанции: **BG** – Bagé, **SM** – Santa Maria, **POA** – Porto Alegre

температуры распределяются от 18 до 20<sup>0</sup>С, при этом средняя температура января (лето) 24-25<sup>0</sup> С существенно выше, чем в июле (зима) 12-13<sup>0</sup>, т.е. сезоны года хорошо выделяемы (Nobre et al., 1986 [71]). Осадки сравнительно регулярно распределены по сезонам с характерной годовой величиной около 1500 мм.

Как уже отмечалось, синоптические условия возникновения мезомасштабных систем в регионе определяются близостью климатического полярного фронта (ПФ) ~ 35 ю.ш. Сезонные миграции этого фронта с севера на юг и обратно заметны в изменении географической широты максимума струйного течения верхних уровней с размахом более чем 10<sup>0</sup>. В связи с этим зимой (в июле) через юг Бразилии проходит 7-8 холодных фронтов, по

сравнению с 4-5 случаями в январе, когда ось струйного течения располагается южнее региона.

Особо следует подчеркнуть, что область вокруг  $32,5^{\circ}$  ю.ш.  $55^{\circ}$  з.д. (рис.2.2) является одной из двух главных зон приземного циклогенеза на континенте (Gan and Rao, 1990 [66]). Хотя наиболее ярко циклогенез выражен зимой, в междуречье и устье рек Уругвай и Ла-Плата, несущих теплые воды с севера в одноименный залив; значительная циклоническая активность на континенте и у побережья наблюдается и в другие сезоны (рис.2.2).

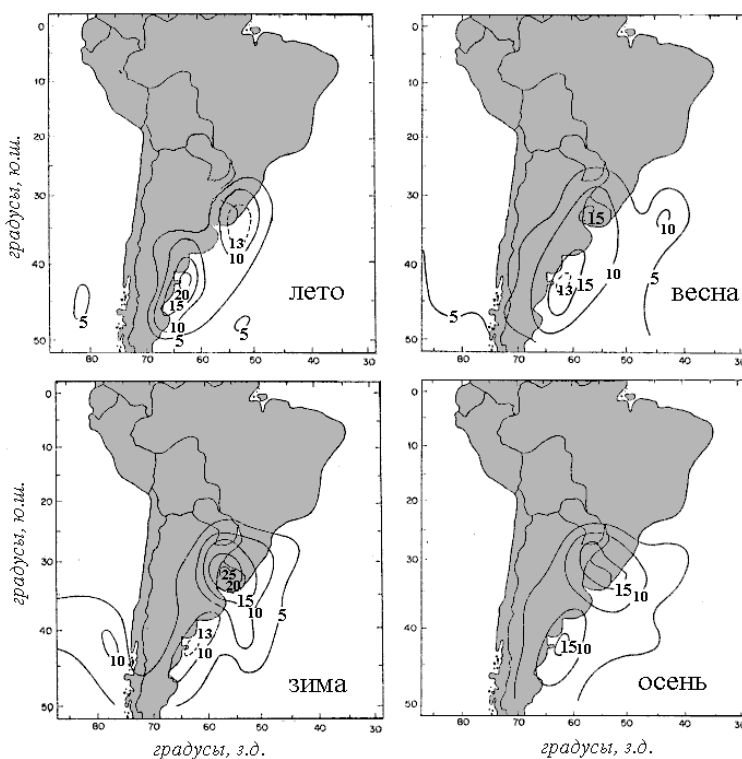


Рисунок 2.2 Среднее количество случаев приземного циклогенеза в Южной Америке (По Гану и Рао, 1990 [66] )

севернее, над Боливией, т.н. *Alta da Bolivia*. Снимки, сделанные с геостационарных спутников, свидетельствуют, что скопления мощной конвекции появляются в зоне действия этих центров почти ежедневно (рис.2.3). При определенных условиях, конвективные комплексы, возникшие в *Baixa do Chaco* смещаются в регион исследования.

Для региона свойственны значительные межгодовые колебания сумм

Летом, кроме означенных факторов, важный вклад в погоду региона дают два центра конвективной активности к востоку от Анд: область термического циклона, охватывающая Парагвай и север Аргентины, т.н. *Baixa do Chaco*, выраженная в появлении замкнутых изобар на уровнях от 1000 до 850 гПа, и область высотного антициклона, который наблюдается несколько

осадков, от 700-900 до 2500 мм в год. Одной из причин этого, очевидно, является изменение характера атмосферных циркуляций в соответствии с фазой Эль-Ниньо - Южное Колебание (ЭНЮК). Так, Ропелевски и Халперт, 1996 [73] относят юг Бразилии к одному из 11 регионов планеты со значимым откликом на аномалию температуры

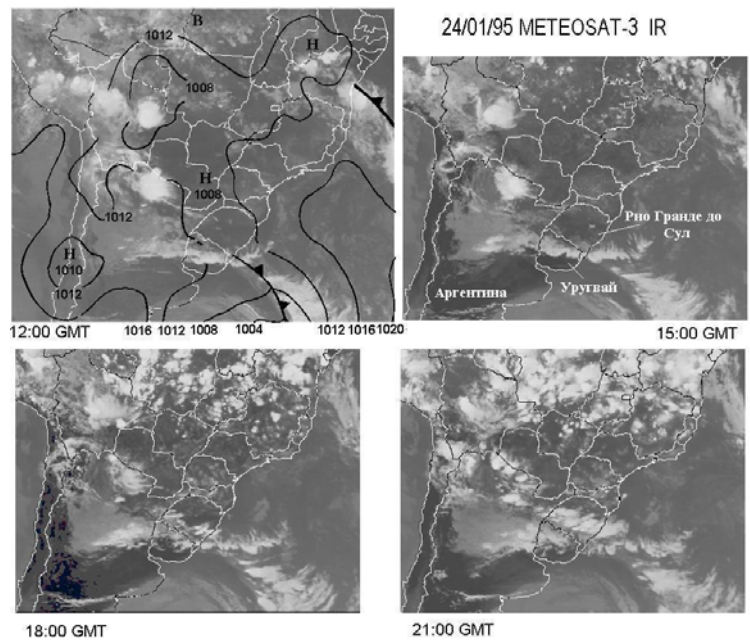


Рисунок 2.3 Спутниковый снимок в ИК-диапазоне эволюции МКК, сформировавшегося 24 января 1994 г. над Южной Америкой (Meteosat-3)

поверхности моря в тропической части Тихого океана. Начиная с

пионерской работы Каутски и Казарина, 1986 [69], обнаруживших, что в периоды теплой фазы ЭНЮК нарушается обычный цикл «качелеподобных» колебаний интенсивности осадков между Южно-Атлантической зоной конвергенции ( $20^0$  ю.ш.) и югом Бразилии, тема Эль-Ниньо остается самой популярной в региональных климатических исследованиях (например, Coelho et al., 1999 [62], Хан, 1999 [78], Kane, 2000 [67], Sansigolo et al., 2000 [74], среди прочих). Число случаев циклогенеза, зимой и осенью в годы с Эль-Ниньо обычно выше, что, очевидно, отражается в повышенных суммах осадков в регионе. Заметно и увеличение случаев прохождения холодных фронтов в теплую фазу ЭНЮК летом (Fedorova e Carvalho, 2000 [64]), по сравнению с холодной фазой (La-Niña).

Исходя из того, что эволюция систем осадков по данным радара в основном исследовалась в радиусе 240 км от радара, то этот регион будет описан несколько подробнее. В среднем по станциям в регионе обзора наблюдается около 1446 мм, довольно равномерно распределенных по сезонам (рис. 2.4 а) с минимумом в апреле (99 мм) и максимумом в августе

(138 мм). По данным регионального Института Агрономии (1989) в этой области в среднем наблюдается не менее 10 дней с дождем в любом из месяцев, с возрастанием количества дней с дождем от континентальных районов (90 дней) к побережью (100-110 дней). Очевидно, однако, что дожди

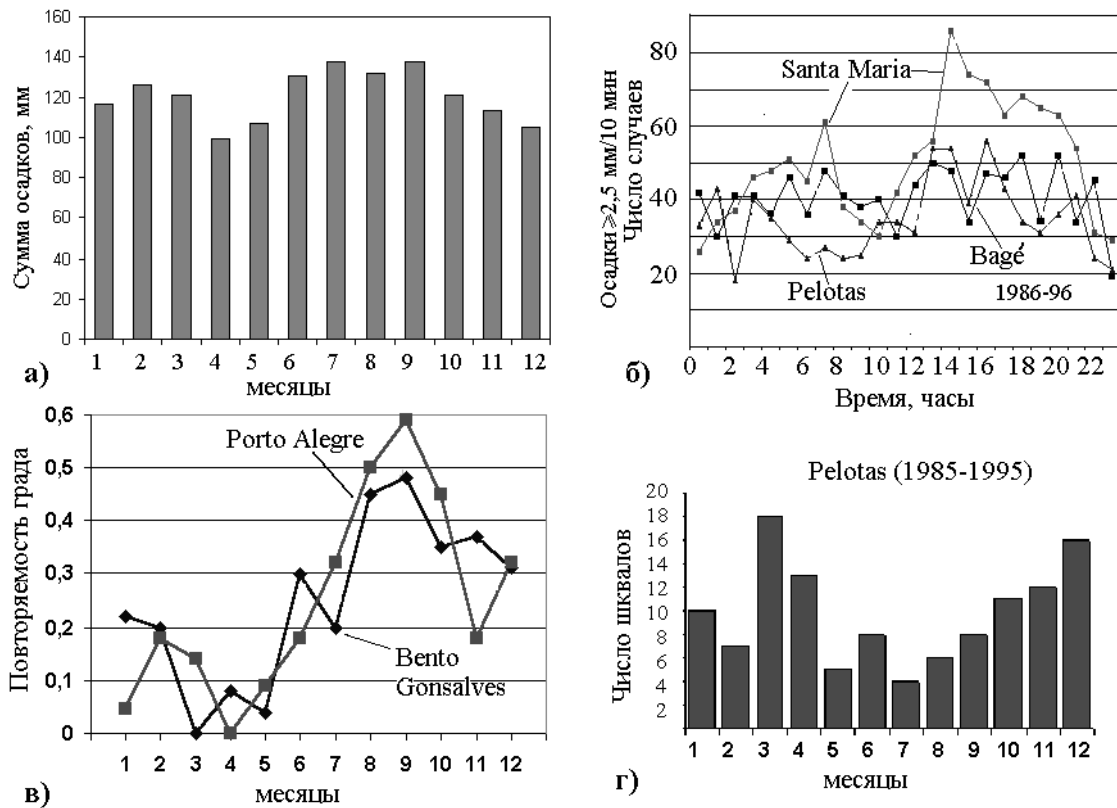


Рисунок 2.4 Характеристики осадков и опасных явлений погоды в регионе:

а) месячные нормы осадков на территории, расположенной в радиусе 240 км от радара;

б) распределение интенсивных осадков по часам суток за 11-летний период по данным трех метеостанций;

в) сезонный ход повторяемости случаев выпадения града на севере региона (см. текст);

г) сезонный ход числа шквалов за 10-летний период по данным станции

г.Пелотас (Под шквалом понималось усиление ветра, превышающее 8 м/с относительно предыдущего фонового значения и длительностью не менее 2 минут).

более интенсивны в глубине региона (200-300 км от побережья), т.к. суммы осадков здесь более значительны. Число дней с дождем достигает максимума (120 дней в году) в предгорьях на севере региона, а суммы осадков здесь значительно больше, чем на побережье океана (1600 и 1100 мм, соответственно).



По статистической однородности месячных сумм осадков (Khan and Kim, 1998 [68]), в радиусе 240 км от радара можно выделить два типа плювиометрического режима региона. Первый включает равнинные станции крайнего юга, а второй — более холмистую часть севернее радара в пределах 200 км (Serras de Cangucu, S.das Encantadas, S.de Erval). Статистическая обработка 10-минутных оцифрованных плювиограмм за 11 лет (Abdoulaev, et al., 1998 [56], Amaro de Lima et. al., 1998 [57]) показала, что как в первой группе метеостанций (Pelotas, 31°52' ю.ш., 52°21' з.д., Bagé, 31°20' ю.ш., 54°06' з.д. ), так и второй (Santa-Maria, 29°42' ю.ш., 53°42' з.д.) более 50% от годовой суммы осадков – это осадки из конвективных облаков с интенсивностью более 1,1 мм/10 мин (т.е. 6,6 мм/час, что соответствует 36 dBZ р/л отражаемости), причем средняя интенсивность таких осадков эквивалентна 16 мм/ч. На рис.2.4 б приведено количество наблюдений осадков интенсивностью  $\geq 2,5$  мм/10 мин ( $\sim 42$  dBZ) в различные часы суток за 11-ти летний период с 1986 по 1996 год. На станции Bagé, находящейся западнее радара на расстоянии порядка 175 км, осадки такой интенсивности равномерно распределены в течение дня, несколько уменьшаясь между 10 и 11 часами. На станции Pelotas (17 км к юго-востоку от радара) и St. Maria (260 км к северо-западу) характерен более глубокий утренний минимум, начиная с 6-9 часов утра до полудня, с явно выраженным максимумом повторяемости с 13 до 17-19 часов местного времени. На «континентальной» станции St.Maria кроме того выражен «предрассветный» пик активности конвекции.

Метеорологическая сеть в штате (Восьмой регион Института метеорологии, INEMET) довольно редкая для фиксации таких локализованных в пространстве явлений, как град. В работе [58] показано, что на севере региона наиболее часто град выпадает в конце зимы — начале весны. В районах с развитым земледелием, в т.ч. и виноградарством, выпадения града фиксируются по ущербу, причиненному сельскохозяйственным культурам. Например, по 22-летним данным

наблюдений *Центра исследований винограда и вин*, на территории муниципалитета Bento Gonsalves, в среднем отмечается более 3 градобитий различной интенсивности в год. Сельское хозяйство на юге региона ориентировано на пастбищное животноводство и рисоводство, т.е. фиксация градобитий затруднена. Распределение количества случаев с градом за год представлено на рис.2.4 в.

Ниже 32° ю.ш. в регионе большее значение имеют шквалы, наблюдающиеся круглогодично (рис.2.4 г) с наибольшей повторяемостью с декабря по март (Abdoulaev e Lenskaia, 1998 [55], Ленская и Абдуллаев, 2004 [77]). В отдельные годы, частота шквалов резко возрастает. Например, муниципальное подразделение электрической компании (СЕЕЕ, 1998 [60]) за период с сентября по декабрь 1997, из-за 5 случаев шквалов в г. Пелотас и Jaguarão потерпело убытков на сумму около 300 тыс. долларов для восстановления электроснабжения. По косвенным оценкам в те дни скорость ветра достигала 30-40 м/с.

Прохождение над регионом мезомасштабных конвективных систем часто сопровождается опасными явлениями с разрушениями и жертвами одновременно на территории нескольких муниципалитетов, которые регистрируются гражданской обороной как катастрофические (Defesa Civil, 1996 [63]). Например, за период с 1992 по 1996 гг. такие явления регистрировались более 35 раз в год. Изложенное выше лишь кратко подчеркивает, что регион исследования можно считать настоящей *природной лабораторией* для изучения широкого спектра мезомасштабных систем осадков и связанных с ними явлений.

## 2.2. Радиолокационные данные и методы первичной обработки

Радар DWSR-88S был произведен в 1989 году и явился первым доплеровским радаром, установленным в Бразилии. Это импульсный доплеровский радар на магнетроне с номинальной частотой в диапазоне 2700-2900 МГц (длиной волны 10,7 см), пиковой мощностью 500 кВт и

пороговой чувствительностью -106 dBm. Обработка видеосигнала осуществляется видеопроцессором RVP-5 (фирмы SIGMET), позволяющим выделять доплеровский сдвиг в сигнале, сравнивая квадратурную и синфазную огибающие сигнала методом Pulse Pair Processor (см. Doviak, Zrnic, 1984 [20]). Диаметр антенны радара 3,67 м и режим её облучения обеспечивали ширину луча  $2,1^0$  с уровнем боковых лепестков -25 dB. Применялось два различных варианта наблюдений: в режиме отражаемости Z с частотой повторяемости 250 импульсов в секунду и шириной импульса 2 мкс, и в «доплеровском режиме» с шириной импульса 0,8 мкс и повторяемостью  $937\text{ с}^{-1}$ , а также с возможностью включения второй частоты  $625\text{ с}^{-1}$ .

### *2.2.1 Краткая характеристика данных*

Радар использовался одновременно в исследовательских, оперативных и учебных целях. В принципе радарные наблюдения могли производиться полностью в автономном режиме, с управлением и генерацией, но опыт первых трех месяцев работы с августа по декабрь 1993 г, показал нестабильность управляющего компьютера Microvax, и неоперативность продуктов CAPPI, VIL, VAD при идентификации опасных явлений, а также экономическую неэффективность. В целом с учетом архива 1992 года за период 1992-93 г.в нашем распоряжении имелась такого рода информация о системах осадков 10-ти дней. Исходя из этого, основным банком данных стали наблюдения, произведенные исследователем (с января 1994 по октябрь 1999), который, анализируя поля отражаемости и радиальной скорости в ручном или автоматическом режиме сканирования, копировал изображения дисплея на цветные микрофильмы или на цветной принтер. На таких фильмах отображалось шесть уровней отражаемости: все поле с отражаемостью менее 29 dBZ, а также 29, 40, 45, 50 и  $>55\text{dBZ}$  (такая шкала Z используется в оперативной практике США, см. Houze et al., 1990 [24]). В отдельных случаях путем введения новых кодов в процессор шкала Z

перестраивалась. Кроме этого в режиме определения скоростей воспроизводились не менее девяти уровней радиальных скоростей: «нулевая» радиальная скорость от +2 от –2 м/с, затем  $\pm 6,25$ ;  $\pm 12,5$ ;  $\pm 18,75$  и  $\pm 25$  м/с (положительная компонента означает движение гидрометеоров в направлении к радару).

Плановая структура радиозха осадков  $Z$  (ИКО) регистрировалась в радиусе 480, 240 км, а в радиусах обзора 120, 60 и 30 км — как радиолокационная отражаемость  $Z$ , так и радиальная скорость  $V_R$ . Начиная с радиуса 240 км и 120 км, было возможно производить вертикальные разрезы (ИДВ) в режимах  $Z$  и  $V_R$ . Пространственное разрешение данных определялось экраным пикселем монитора и в радиусе обзора 120 км соответствовало 1,2 км по горизонтали и 120 м по вертикали. В тексте работы для удобства восприятия контуры  $Z$  и  $V_R$  на ИКО-ИДВ трассированы (с удалением электронных помех, отражений от местных предметов и др.) с цветных оригиналов и приводятся штриховкой (рис 2.5) или в градациях серого цвета.

Обычно наблюдения производились с 8 до 17-18 часов дня, когда радар периодически раз в 1-2 часа включался до появления радиозха; при явных признаках развития систем осадков (в т.ч. это определялось визуально, по появлению на спутниковых изображениях и т.д.) радар переводился в ждущий режим. Во многих случаях, когда осадки начинались ранним утром, удавалось получить информацию примерно с 6 часов утра. В тех случаях, когда системы конвективных осадков продолжали развиваться после 18 часов, их наблюдения продолжались вплоть до стадии диссипации, обычно до 22-24 часов. Изображения систем осадков на ИКО при малых углах подъема антенны ( $0-0,5^\circ$ ) в радиусе 240 и 480 км обычно фиксировались каждые 10-20 минут, а в случае развития более интенсивной конвекции в радиусе 120 км от радара — не реже одного раза в пять минут. Тогда же включался и доплеровский режим, а интервалы времени между последовательными снимками ИКО и ИДВ (не более 25 с) определялись

только необходимостью переключения режимов и последующим полным оборотом антенны.

Архив радарных данных с 303 днями с наблюдением радиоэха осадков является основным в нашей работе. В работе также использовались спутниковые, аэрологические и наземные наблюдения, синоптические карты и данные анализов национальных центров прогноза, реанализа NCEP-NCAR и др., которые будут кратко охарактеризованы по мере необходимости. Далее обсуждаются самые общие методы обработки радарных данных, используемые в работе.

### *2.2.2 Определение зон конвективных осадков и осадков слоистообразной облачности*

Зоны конвективных осадков выделялись с учетом интенсивности и формы радиоэха, аналогично, как в работе Хауза и др., 1990 [24]. Конвективный регион определялся как зона отражаемости с градиентами  $Z$  не менее двух уровней на 10 км по горизонтали и формой контуров, подверженной значительным изменениям в масштабе 10 км и в течение менее 1 часа. Так, на ИКО рис.2.5а к востоку от радара выделяется линия радиоэха с  $Z > 45$  dBZ, включающая ядра отражаемости выше 50 dBZ, и область более слабых отражаемостей к западу. На ведущем крае системы выделяется конвективная зона с градиентами  $Z$  более 10 dBZ/км, очевидно, конвективного происхождения, что подтверждает вертикальная структура радиоэха на ИДВ (рис.2.5в) с высотами  $H_{30}$  ( $Z=30$  dBZ) и  $H_{40}$  (40 dBZ) равными 11,5 и 8,2 км, соответственно.

Зонами осадков слоистообразной облачности (ЗОСО) считались зоны масштабом более 40 км, не классифицирующиеся как конвективные при углах места близких к  $0^\circ$  на ИКО и ИДВ. Это последнее условие отличает ЗОСО от зон осадков слоистообразной облачности теплого сезона средних широт. В изучаемом нами регионе значительная часть осадков зоны слоистообразной облачности имеют почти одинаковую интенсивность

вблизи поверхности земли, однако выше, особенно вблизи положения нулевой изотермы (4-5 км), горизонтальные градиенты отражаемости имеют такие же величины, как и в конвективных ячейках. По формальному критерию (большие градиенты отражаемости и  $Z > 40$  dBZ, Schiesser et al., 1995 [39], Yuter and Houze, 1995 [76], Houze, 1993 [23]) к западу и южнее радара в области однородных слоистообразных осадков с  $Z < 29$  dBZ находятся зоны конвекции с явно выделяемыми ядрами  $Z > 40$  dBZ. Но на ИДВ (рис.2.5б) видно, что вертикальная протяженность  $Z > 40$  dBZ невелика в сравнении с конвективными ячейками. Ядра формируют цепочку переменной ширины до 1,5-2 км, напоминающую «яркую линию» на ИДВ ЗОСО средних широт.

Известно, что  $Z$  в слое «яркой линии» превышает на  $\Delta Z = 6 - 7$  dBZ отражаемости выше и ниже слоя (Battan, 1973 [59]), что связано с процессом обводнения снежных кристаллов, падающих вниз в область с положительными температурами. Эта линия обычно однородна и имеет вертикальную протяженность 0,5-1 км. Наблюдаемые «генерирующие ячейки утопленной конвекции» в слоисто-дождевых облаках  $Ns$  (Houze, 1993 [23]) нарушают прерывистость этой линии, но столь явных выраженных их форм с  $\Delta Z > 15-20$  dBZ, в известной литературе не отмечалось. Более того в переходные периоды и зимой  $Z$  в ядрах таких ячеек достигала 50 dBZ.

Проведенные нами наблюдения показали, что как существование области повышенной радиолокационной отражаемости 40-45 dBZ, так и наличие большого градиента  $Z$  нельзя однозначно применять в качестве критерия для выделения зон конвективных ячеек. Очевидно, что в указанном примере генерирующие ячейки имели более значительные вертикальные скорости, способные поддерживать большие снежинки или снежную крупу, которые в процессе падения, слипаясь и тая, давали такие отражаемости. Регионы, образованные генерирующими ячейками, были отнесены к ЗОСО.

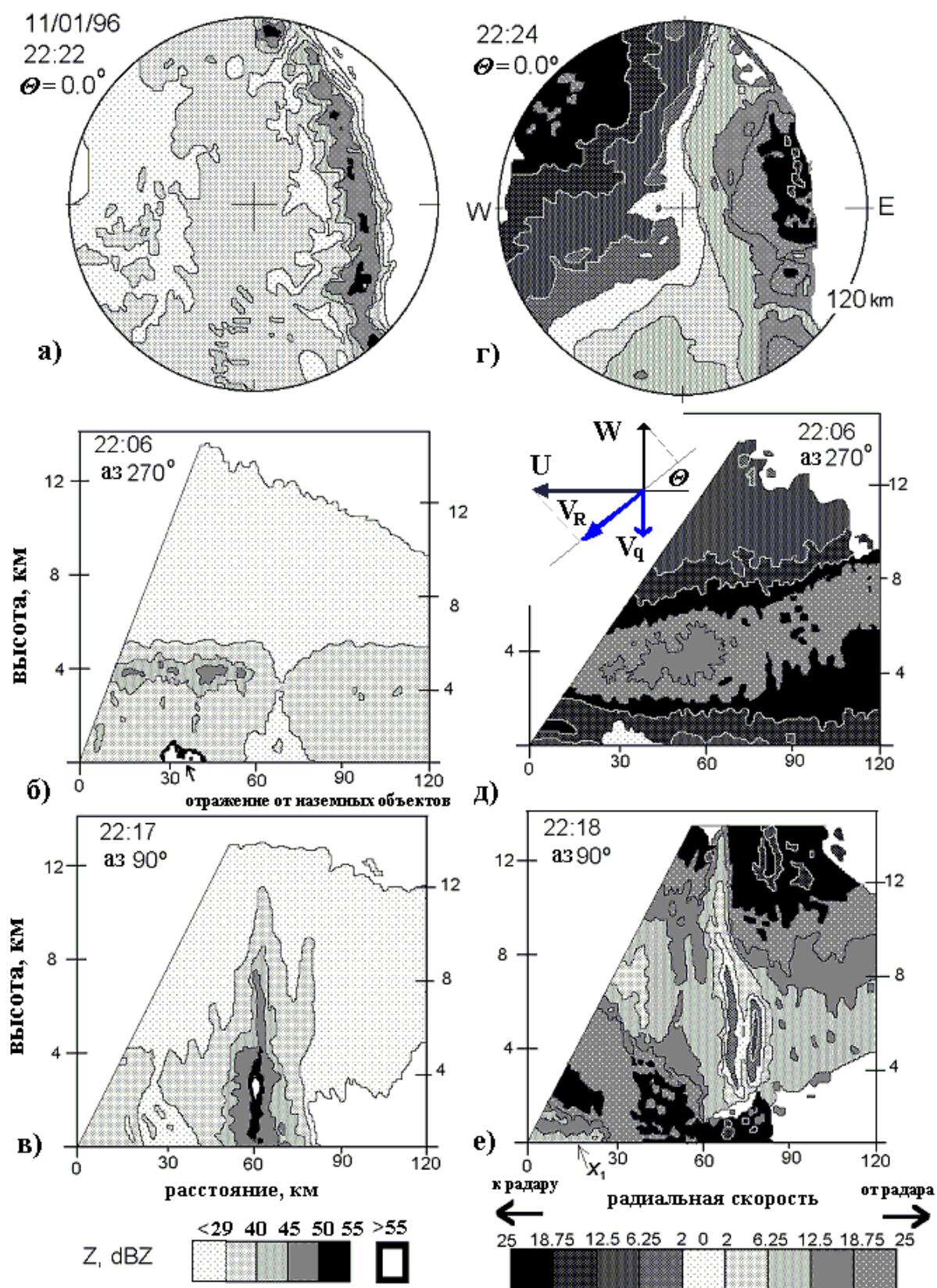


Рисунок 2.5 Радиолокационные изображения линии глубокой конвекции с обширной зоной осадков слоистообразной облачности, наблюдавшейся 11 января 1996 г.

а)- в) ИКО – ИДВ, сделанные в режиме радиолокационной отражаемости;

г) – е) в режиме радиальной скорости

Схема на фрагменте д) поясняет вклад в радиальную скорость вертикальных и горизонтальных движений, а также скорости падения гидрометеоров (см. текст)

### 2.2.3 Определение скорости переноса зон осадков

Известно, что видимое смещение многоячейковых штормов подразделяется на две компоненты: одна из них есть движение со *скоростью среднетропосферного ветра*, а другая связана с возникновением и развитием новых ячеек в шторме. При помощи радара скорость среднетропосферного потока можно оценить по средней скорости смещения наименьших мезомасштабных конвективных элементов, то есть отдельных конвективных ячеек, которые отображаются на экране радара в виде изолированных радиоэхо – радиолокационных ячеек. Ввиду небольшого времени жизни р/л ячейки – порядка 15 – 20 мин — промежуток времени между последующими ИКО-изображениями для определения средней скорости ячеек не должен превышать 3 – 5 мин, что не всегда возможно реализовать.

Другая важная проблема в определении скорости потока заключается в так называемом «непрерывном развитии» р/л ячеек, когда изоконтуры радиолокационной отражаемости определенной ячейки сливаются с контурами новой, позже возникшей ячейки. Перемещение штормов само по себе не может быть использовано для определения скорости потока, поскольку их движение происходит с переменной скоростью и меняет направление. С другой стороны, мультячейковый шторм — это элемент системы циркуляций мезо- $\beta$  масштаба, и его структура сохраняется в течение 2-3-часов (Abdouliev, 1995 [1]; Starostin, 1995 [42]). Поэтому осадки из различных штормов, наблюдаемые в определенный момент времени, являются «следом» более общей системы. Полагая, что структура мезомасштабных циркуляций сохраняется некоторое время, можно допустить, что некоторые фрагменты поля отражаемости также сохраняются в течение промежутка времени, большего, чем время жизни одной ячейки.

В работе [54] показано, что анализируя смещение фрагментов поля радиолокационной отражаемости (ориентацию линий, точки пересечения, очертания изоконтуров и т.п.), которые сохраняются в течение времени больше одного часа, можно определить скорость потока, даже если



временное разрешение между последовательными ИКО-изображениями составляет порядка 20 мин. Таким образом можно обойти проблему «непрерывного развития». В методе определения скорости потока, использованном в [54], фрагмент поля отражаемости, имеющийся на первом изображении, особым образом накладывается на последующее изображение, в предположении, что средняя скорость смещения фрагментов равна скорости смещения системы осадков. Затем эта процедура может быть повторена.

На рис.2.6 представлен пример применения этой процедуры к определению потока для системы с конвективной линией, ранее представленной на рис. 2.5. На рис. 2.6 а,б,в показана последовательность изображений мезомасштабной линии неустойчивости слева на рис.2.6а, сопровождаемой обширной зоной осадков слоистообразной облачности, которая сливается с штормами, расположенными впереди нее.

Фрагменты, выбранные для суперпозиции, отмеченные как F1 и F2 рис.2.6а, соответствуют линиям масштаба 30 – 40 км, перпендикулярным линии неустойчивости в северо-западной и центральной частях изображения. Суперпозиция изоконтуров отражаемости 29 dBZ этих изображений показана на рис.2.6 е. Видно, что наибольшее совпадение формы фрагментов F1 и F2 наблюдается между первым и вторым последовательными изображениями, а фрагмента F2 между вторым и третьим изображением. Вектор скорости переноса легко определяется по смещению положения радара на изображениях (рис.2.6 е). Определенный таким способом вектор переноса ( $320^0$ , 18,3 м/с) был примерно равен средней скорости смещения радиолокационных ячеек ( $315^0$ , 18 м/с).

Наличие сохраняющихся фрагментов в ЗОСО также позволяет оценить скорость среднетропосферного потока, перемещающего систему как целое. Во многих работах как цитированных, так и более ранних представлены различные варианты использования метода фрагментов для определения скорости потока. Использование компонент вектора этой скорости для

анализа эволюции линий шквалов и в качестве основы построения движущейся системы координат обсуждается в соответствующих параграфах.

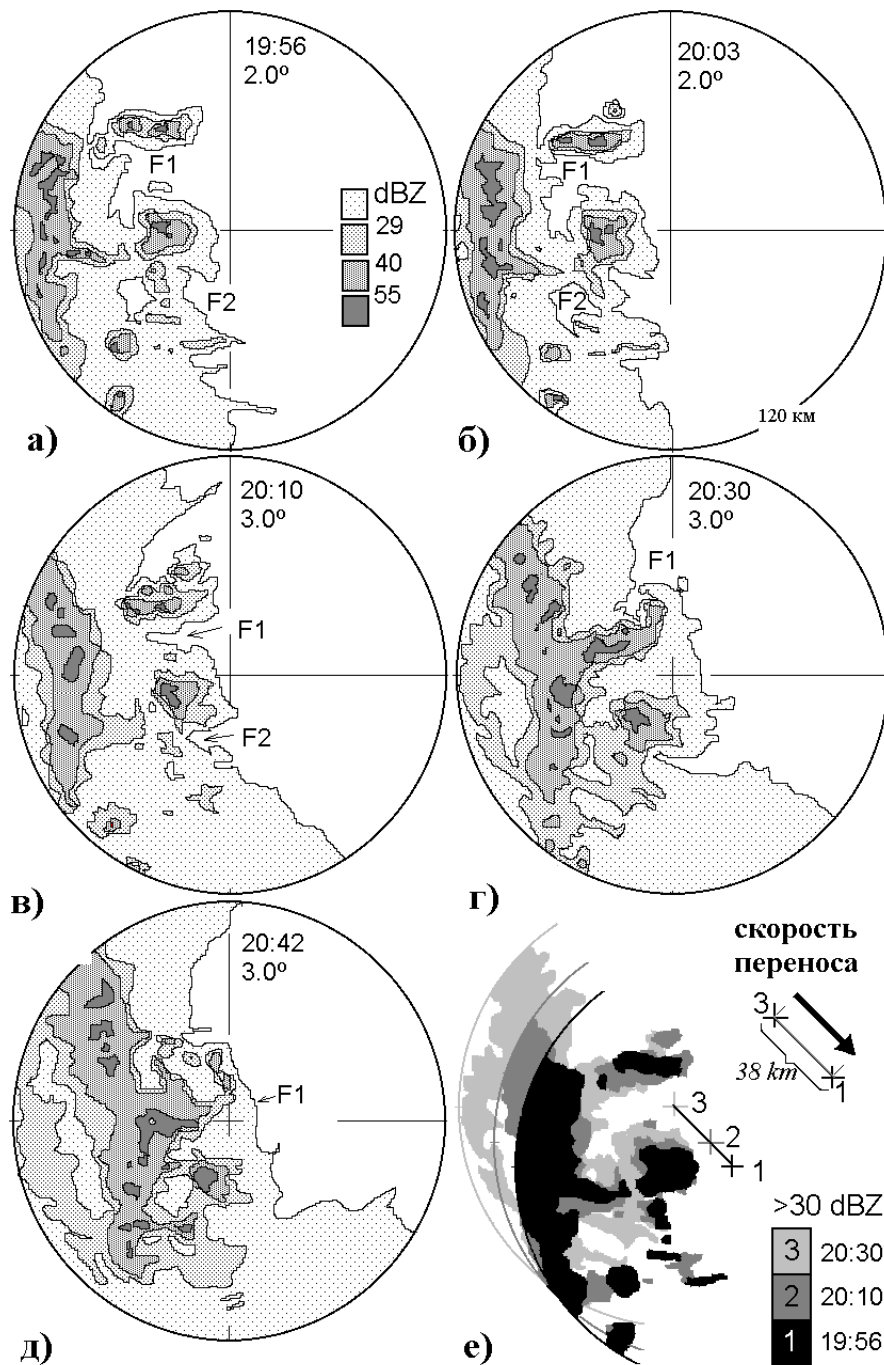


Рисунок 2.6 Пример определения скорости переноса: а) – д) ИКО радиолокационной отражаемости поля осадков в различные моменты времени, полученные для определения фрагментов  $F_1$  и  $F_2$ ; е) совмещение изображений по изоконтурам  $Z > 30$  dBZ. Скорость переноса определяется делением расстояния между последовательными положениями радара с 1 по 3 (38 км) на промежуток времени (34 мин)

#### 2.2.4 Определение элементов структуры линии глубокой конвекции.

На рис.2.5 показаны типичные изображения ИКО - ИДВ радиолокационной отражаемости  $Z$  и радиальной скорости  $V_R$ , полученные при наблюдениях квазидвумерной линии глубокой конвекции, движущейся в сторону океана со скоростью порядка 25 м/с. На ИКО нижнего уровня (рис.2.5 а) в 50-80 км к востоку от радара можно видеть квазинепрерывную линию конвективных радиоэхо, где на фоне сплошной полосы с  $Z > 45$  dBZ выделяются ядра бóльшей отражаемости, что подчеркивает ячейковую структуру линии. Самая восточная часть полосы, имеющая наибольшие горизонтальные градиенты  $Z$ , обычно обозначается термином «ведущий край». Двигаясь в западном направлении можно заметить, что сразу за конвективной областью значения  $Z$  уменьшаются, образуя узкую полосу с  $Z < 29$  dBZ, называемую «транзитной зоной». Она разделяет конвективный регион и вторичный максимум радиолокационной отражаемости в зоне осадков слоистообразной облачности (ЗОСО). На горизонтальном сечении (рис.2.5 г) радиальная скорость  $V_R$  в конвективном регионе направлена в сторону «от радара». Ее значение превышает однозначно определяемую максимальную скорость  $V_R = 25$  м/с, что приводит к формальному изменению знака скорости и появлению на изображении скоростей  $V_R$  от 18,75 до 25 м/с, направленных «к радару». Это означает движение гидрометеоров «от радара» с радиальной скоростью от 25 до 31,25 м/с. По кривизне изолинии  $V_R = 0$  м/с, можно установить, что вблизи поверхности земли поток воздуха направлен преимущественно с запада на восток, т.е. почти перпендикулярно конвективной линии. На высотах более 1 км (на расстоянии около 120 км) ветер направлен с СЗ на ЮВ.

На вертикальном разрезе радиолокационной отражаемости  $Z$  (рис.2.5 в), сделанном перпендикулярно конвективному региону, верхняя граница контура 29 dBZ достигает высот 10 -12 км, что вдвое больше высоты этого контура в ЗОСО (рис.2.5 б). Отдельные максимумы высоты этого изоконтура

соответствуют конвективным ячейкам, находящимся на разных стадиях развития. Первый, считая от ведущего края, соответствует новой ячейке, следующий за ним и имеющий наибольшую высоту изоконтура  $Z = 45$  dBZ соответствует ячейке в стадии интенсификации, и третий — ячейке, которая содержит градовую область с  $Z \geq 55$  dBZ и находится в завершающей стадии своего развития. Конвективный регион характеризуется заметными пространственными вариациями радиальной скорости (рис.2.5 е). На расстоянии 78 – 80 км, что соответствует ведущему краю,  $V_R$  превышает значение 31 м/с. Здесь вблизи поверхности образуется мощный отток воздуха из-под шторма, поддерживающий *фронт порывистости*, который порождает шквалы со скоростями более 22 м/с, регистрируемые при прохождении над метеостанциями. Выше положения оттока воздуха радиальная скорость резко уменьшается до 0 м/с и даже меняет направление в сторону к радару, т.е. в сторону, противоположную движению конвективной линии. Столь сильный вертикальный сдвиг скорости ветра, превышающий  $2,5 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ , вызывает уширение спектра сигнала, что приводит к его удалению процессором радара.

На ИДВ  $Z$  (рис.2.5 в) заметно, что с высотой транзитная зона слегка сужается, но по-прежнему отделяет зону диссипирующих конвективных ячеек от ЗОСО, где (рис.2.5 б) отчетливо наблюдается «яркая линия» вторичного максимума отражаемости. На ИДВ радиальной скорости (рис.2.5 д) в тылу этого региона замечен максимум скорости  $V_R$  равной 31 м/с, называемый «тыловой вток» (rear inflow jet). В пределах изолиний скорости 25 м/с, этот поток спускается с высоты 6 – 9 км в тыловой части ЗОСО до высоты 3 – 5 км в транзитной зоне.

### 2.2.5 Оценка горизонтальных и вертикальных движений

На определенной высоте скорость гидрометеоров является результирующей нескольких движений. Во-первых, они переносятся в горизонтальном направлении вместе с ветром, который имеет скорость  $U$  и

направление  $\alpha$  (равное азимуту, откуда дует ветер). Во-вторых, гидрометеоры движутся вертикально со скоростью  $W - V_q$  в результате свободного падения  $V_q$  и восходящего (либо нисходящего) движения воздуха  $W$ . Считая радиальную скорость  $V_R$  положительной при результирующем движении гидрометеоров в сторону радара, можно выразить ее в виде суммы проекций  $U$ ,  $W$  и  $V_q$  на направление луча радара. Это направление характеризуется углом подъема  $\theta$  и азимутом  $\phi$ , в котором производится вертикальный разрез облачности. Например, на рис.2.5 г вертикальный разрез сделан в азимуте  $\phi = 270^\circ$ . Таким образом, в конкретной точке пространства радиальная скорость может быть определена следующим образом:

$$V_R = U \cos(\alpha - \phi) \cos \theta + (V_q - W) \sin \theta \quad (2.1)$$

Аналогичным образом Чэпмен и Браунинг, 1998 [61] использовали углы подъема антенны  $\theta < 10^\circ$ , для расчета сдвига ветра на основе вертикальных разрезов мезомасштабных линий шквалов, при этом они пренебрегали вкладом вертикальных движений. Хауз ([23], p.124) считает, что вкладом вертикальных движений в величину  $V_R$  при углах подъема антенны до  $20^\circ$  можно пренебречь. Для оценок горизонтальных движений нами использовались углы наклона  $\theta \leq 14^\circ$ , что соответствует высоте 15 км на расстоянии 60 км. При таких углах вклад даже экстремально высоких вертикальных скоростей, таких как 25 м/с составляет менее 6,25 м/с. Таким образом, можно сказать, что наблюдаемые (на рис. 2.5 г-е) горизонтальные и вертикальные градиенты радиальной скорости  $V_R \approx 10^{-2} \text{ с}^{-1}$  определяются сдвигом горизонтальной скорости.

Предполагая, что линия конвекции имеет почти двумерную форму, структура горизонтальных движений  $U(x,h)$  определяется в направлении, перпендикулярном линии. При условии, что  $\theta$  имеет небольшую величину, это означает, что  $U \approx V_R$ . Пренебрегая вкладом  $W$ , горизонтальную скорость

в первом приближении можно рассчитать с поправкой на скорость падения:

$$U = \pm \frac{V_R}{\cos \theta} \pm V_q \operatorname{tg} \theta \quad (2.2)$$

С учетом эмпирических связей между  $V_q$  и эквивалентной радиолокационной отражаемостью  $Z_e$  (Sekhon и Srivastava, 1971 [75]) и с поправкой на изменение плотности воздуха с высотой  $\rho(h)$  (по Foote и Toit, 1969 [65]) скорость падения гидрометеоров  $V_q$ , может представлена как

$$V_q = 4,32 \cdot Z_e^{0,052} \left( \frac{\rho_0}{\rho(h)} \right)^{0,4} \quad (2.3)$$

Вклад  $V_q$ , вычисленный по (2.3), в горизонтальную скорость  $U$  не превышал 1,5 м/с во всех случаях.

Далее, полагая что ошибки в определении скорости  $U$  незначительны, вертикальную скорость  $W$  оценивали из уравнения неразрывности:

$$\rho(p) \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial(\rho(h) \cdot W)}{\partial h} = 0 \quad (2.4)$$

где  $U$  рассчитывается по формуле (2.2), а  $\frac{\partial U}{\partial x} = D$  это горизонтальная компонента дивергенции скорости.

В нашем случае вертикальная скорость  $W_1$  на высоте  $h_1$  может быть представлена следующим образом:

$$W_1 = \frac{\rho_{h_1}}{\rho_{h_2}} W_2 + \bar{\rho}_0(h) \frac{\bar{D}}{\rho_{h_1}} \Delta h \quad (2.5)$$

где черта над переменной означает осреднение значения этой величины в слое  $\Delta h = h_2 - h_1$ . Расчет  $W$  сделан путем интегрирования уравнения (2.5) сверху вниз с условием  $W=0$  на верхней границе шторма, что приводит к меньшим ошибкам в сравнении с интегрированием в обратном направлении (см. Ray et al., 1980 [72]; Lin et al., 1986 [70]). Расчет в нисходящем направлении предпочтительнее еще и потому, что профиль радиальной скорости  $V_R$  в слое от 0 до 500 м неизвестен, ввиду отсутствия прямых измерений скорости ветра вблизи поверхности, и смещен в сторону меньших

значений скоростей из-за отражения сигнала радара наземными объектами.

Качество оценки вертикального сдвига ветра падает с увеличением расстояния от радара ввиду уширения луча радиолокатора. В случае квазидвумерных линий конвекции, часто используют суперпозицию (или интегральную картину) двух или более изображений одинакового разрешения, смещенных одно относительно другого со скоростью движения линии. Например, точка  $X_1$  на расстоянии 17 км от радара, изображенная на рис.2.5 е в 22:18, показывает, куда должно сместиться изображение, сделанное в 22:06 при скорости смещения линии равной 25 м/с. Построение такой интегральной картины основано на допущении, что в течение промежутка времени между последовательными изображениями поле скоростей и  $Z$  не изменяются. Однако, в общем случае это условие не выполняется, поэтому при оценке вертикальных движений используется единственный вертикальный разрез либо два, близких по времени. Вертикальное распределение радиальной скорости  $V_R$  определялось непосредственно на вертикальных изображениях по пересечению контура скорости определенной величины с узлами сетки, отстоящими на 2 – 2,5 км по горизонтали и 0,25 км по вертикали, в предположении линейного изменения радиальной скорости между двумя контурами.

Результаты применения описанного в данном пункте метода вычисления горизонтальных и вертикальных скоростей движения по значениям радиальной скорости и радиолокационной отражаемости будут представлены в последующих главах.

### ГЛАВА 3. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ СИСТЕМ ОСАДКОВ

В данной главе обсуждаются определение мезомасштабных систем осадков, методы их классификации и характеристики шести типов МСО. Основные результаты главы изложены в работах [79, 80, 83, 84, 88].

#### 3.1. Определение мезомасштабных систем осадков

Как было показано ранее, определить, является ли данное видимое на ИКО скопление зон осадков мезомасштабной системой, т.е. множеством взаимодействующих между собой элементов, почти невозможно без детального изучения структуры потоков или их эволюции. Базируясь на определениях МКС, изложенных в главе 1, здесь предлагается следующее.

*Мезомасштабная система осадков (МСО)* — это относительно долгоживущее (более 1 часа) скопление зон конвективной и/или слоистообразной облачности, имеющее линейные размеры более 100 км, и отделенное от других скоплений не менее чем на 200 км (с учетом их переноса с потоком). Предлагаемое определение МСО отличается от определения МКС, принятого в [23] (см. главу 1), лишь тем, что не требует обязательного присутствия элементов глубокой конвекции, и включает «чисто» слоистообразные МСО. В то же время конвективные системы осадков наряду с кучево-дождевой конвекцией могут содержать ЗОСО, как это демонстрирует, например, МСО на рис. 2.5.

При анализе выборки выявлено, что в течение дня на экране радара обычно наблюдалось прохождение одной МСО. Наиболее критическим в определении оказалось то, что изначально не учитывается результат эволюции ряда долгоживущих конвективных зон, при котором они могут приближаться друг к другу или даже объединяться общим контуром ЗОСО. Явление «пересечения» мезомасштабных полос обычно наблюдалось в циклонах, такие полосы выделены нами как отдельные МСО, если их наиболее активные участки были разделены пространством без осадков 100 и более км. С учетом этого в 25 днях наблюдалось прохождение двух, а в 3 днях — трех, как



отдельных, так и «объединявшихся» МСО. В 4 днях наблюдались отдельные короткоживущие конвективные шторма, которые не рассматривались как МСО. В общей сложности на последовательных изображениях было идентифицировано 320 мезомасштабных систем осадков, из них 162 МСО наблюдались с ноября по март и 158 — с апреля по октябрь. Ниже приводятся аргументы в пользу того, что данная выборка является репрезентативной, т.е. охватывает обширный спектр интенсивности и погодных условий.

### *3.1.1 Репрезентативность выборки и сезонный ход параметров МСО*

Одним из принципиальных вопросов любой эмпирической классификации мезомасштабных систем осадков является репрезентативность выборки. В одних обобщениях этот вопрос полностью игнорируется, в некоторых оценивается периодом в несколько лет. По существу проблема длины выборки возникает из-за того, что лишь в последнее десятилетие оперативные радарные данные достаточного разрешения стали регулярно архивироваться на электронных носителях в форматах, доступных для относительно быстрой обработки. Так, упомянутая классификация мезомасштабных конвективных систем в Оклахоме [24] проведена ручным трассированием с негативов и охватывает 51 случай за период в 6 лет. Классификация начальной стадии 40 линий шквалов в [6] — за 11 лет.

В качестве оценки представительности используемой нами выборки предлагается рассмотреть внутригодовое распределение и сезонный ход средних параметров МСО, для того чтобы выяснить, насколько данные величины коррелируют с их климатическими нормами.

На рис.3.1 а представлено сравнение между сезонным ходом числа случаев наблюдавшихся МСО и месячной суммой осадков на территории в радиусе 250 км от радара, рассчитанной по данным 5 метеостанций за период с 1961 по 1990 гг. Как видно из рисунка, наибольшее количество осадков приходится на зиму - начало весны (август - сентябрь) и на конец лета (февраль – март),

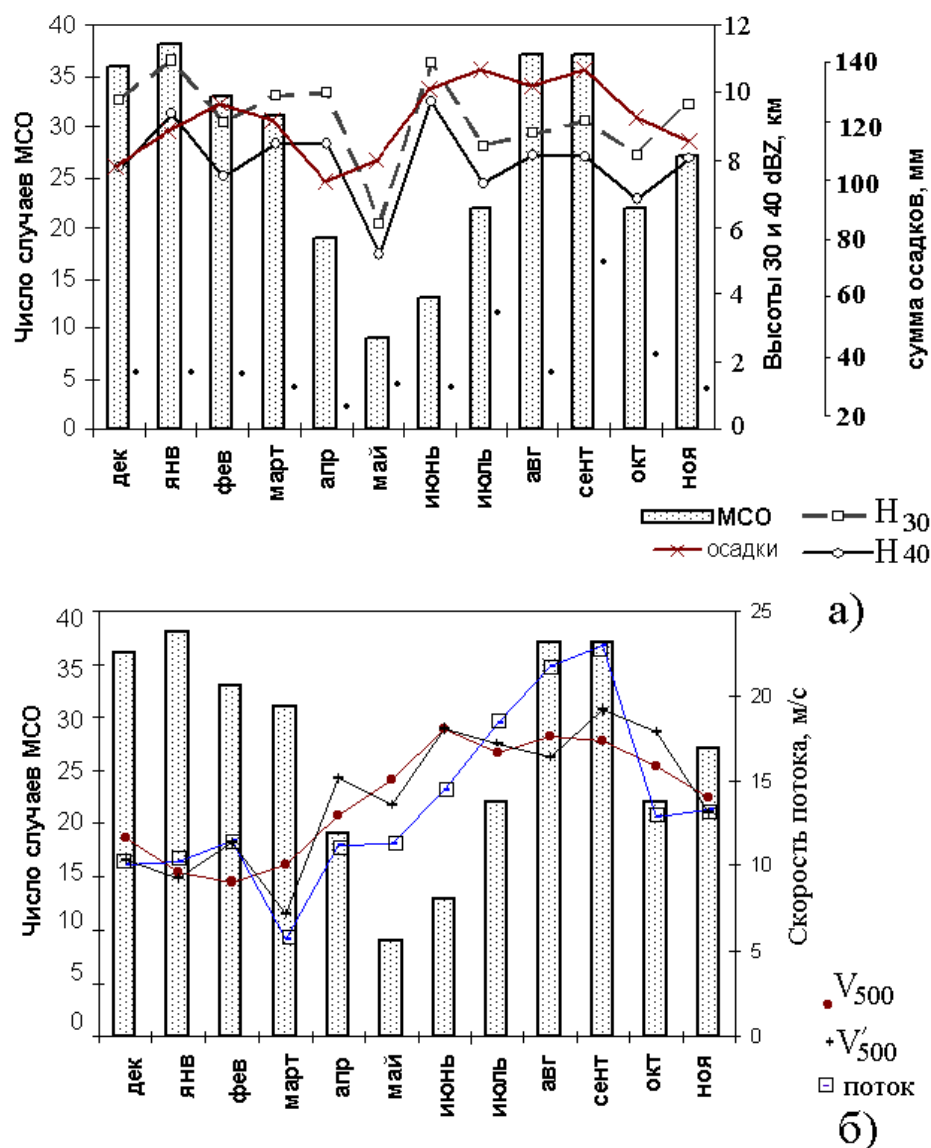


Рисунок 3.1 Сезонный ход числа случаев МСО (гистограмма) а также:  
 а) нормы осадков на территории, ограниченной радиусом 250 км от радара, средние максимальные высоты  $H_{30}$  и  $H_{40}$  изоконтуров  $p/\lambda$  отражаемости 30 и 40 dBZ (графики);  
 б) годовой ход среднемесячной скорости потока  $V_{500}$  на уровне 500 гПа, (реанализ NCEP-NCAR) и потока по радиолокационным данным (графики).

когда в выборке регистрируется рост числа МСО до 35-40 случаев. Для характеристики интенсивности МСО определялись высоты  $Z$  контуров 30 и 40 dBZ:  $H_{30}$  и  $H_{40}$ , — поскольку именно эти высоты наиболее хорошо отражают интенсивность конвекции, с одной стороны, а с другой — могут отражать и высоты ячеек в зонах слоистообразной облачности, в которых часто отсутствуют большие отражаемости. Среднемесячное изменение максимальной

высоты изоконтуров отражаемости 30 и 40 dBZ имеет ход, в определенной степени подобный ходу сумм осадков с минимумом в апреле-мае и максимумами в январе и феврале. Это говорит о том, что МСО большей интенсивности, т.е. с более высокими границами облачности и значительным количеством осадков, встречаются практически во все сезоны. С другой стороны высота облачности может отражать пропорции между слоистообразными и конвективными МСО. Также важно отметить, что вклад одного случая с большой высотой радиоэха в месяцах малой обеспеченности может значительно повлиять на смещение средних величин. Так, максимум высот  $H_{30}$  и  $H_{40}$ , в июне равный 10 – 11 км и сравнимый с высотами для января, может отражать недостаточное количество случаев в нашей выборке для данного месяца и завышенное количество случаев с интенсивной конвекцией относительно среднего за многолетний период. Тем не менее, сопоставляя рис.3.1 а с рис.2.4 в,г, можно отметить небольшое увеличение повторяемости шквалов и града в июне.

На рис.3.1 б показано сравнение распределения МСО по сезонам года в выборке с годовым ходом среднемесячной скорости потока  $V_{500}$  на уровне 500 гПа, рассчитанной по данным реанализа NCEP-NCAR [110] за период 1958-1998 гг. для узла сетки 32.5 ю.ш., 52.5 з.д. Как видим, скорости ветра в средней тропосфере повышаются от минимальных 9-10 м/с в январе до 18 м/с в августе-сентябре, что соответствует сезонной миграции оси струйного течения в регион и увеличению числа случаев циклогенеза (см. рис. 2.2). В 85% случаев МСО исходные радиолокационные данные были достаточны для определения скорости потока. Величина этой скорости (использовались только данные за 1993-1998 гг. для сопоставимости выборок) в целом имеет примерно одинаковое значение с  $V_{500}$  в течение весны-лета и несколько меньшее осенью. Превышение скорости потока, определенного по р/л данным, наблюдается в августе-сентябре, когда его скорости достигают 22-23 м/с, что примерно равно средней скорости в слое от 500 до 300 гПа. Поскольку выборки скоростей существенно различаются, то для большей сопоставимости с р/л данными была

рассчитана величина  $V'_{500}$ , средневзвешенная по количеству случаев МСО, наблюдавшихся в различные месяцы с 1993 по 1998 г. Такое преобразование привело к тому, что качественно ход величин стал почти синхронным, но расхождение между выборками в августе и сентябре оставалось около 5 м/с. С оговорками данный факт можно интерпретировать следующим образом: МСО данного периода наблюдаются в условиях резко выраженной бароклинности по сравнению с остальными месяцами.

### 3.1.2 Принципы типизации МСО

Прогноз эволюции мезомасштабных систем осадков (МСО), базирующийся на данных радара, может быть произведен только в том случае, если зона осадков, однажды обнаруженная, сразу же соотносится с одним из определенных типов, эволюция которого достаточно хорошо изучена. Несомненно, классификация должна ограничиваться относительно небольшим числом классов систем, с более или менее фиксированными пространственно-временными характеристиками. Последнее означает, что прогноз возможен только в том случае, если масштаб МСО имеет явно выраженную моду, а особые условия наблюдения конкретной МСО, влияющие на отклонение ее масштаба от «нормы», не ведут к существенному изменению типичной формы системы и времени жизни.

Как показано в главе 1, иерархически-эволюционный подход к классификации скоплений Сб [1] определяет ряд возможных масштабов МСО и обобщенный сценарий их развития. Однако, направление, в котором возникают новые элементы, в типичной модели  $\alpha$ -кластера строго не определено, а применение такого подхода требует определенного времени для детального анализа эволюции МСО – не менее 1 часа для объектов большого  $\beta$ -масштаба. Кроме того комплекс исходных радарных данных, необходимых для такого анализа, по ряду причин метеорологу недоступен: 1) нет полной информации о начальной эволюции поля, например, когда развитие элементов МСО происходило за пределами радиуса обзора радара, или если имелся перерыв в приеме информации из-за ослабления сигнала в осадках на длинах

волн меньших 10 см; 2) как известно, вертикальный профиль  $Z$  более чутко реагирует на изменение интенсивности конвекции, но данные о высоте радиозеха во многих случаях отсутствуют.

Ситуация, когда имеется только горизонтальное распределение радиолокационной отражаемости  $Z$ , довольно распространена, и это в сочетании с невысоким временным разрешением (1-2 часа) обуславливает сложную методологию распознавания мезомасштабных систем по снимкам ИКО [24, 39]. В процессе эволюции МСО меняют свою форму и интенсивность, осложняя тем самым не только прогноз направления смещения, но и саму идентификацию систем между последовательными сроками поступления информации: одиночные конвективные шторма могут трансформироваться в большую систему; изначально конвективные элементы могут трансформироваться в ЗОСО; и наоборот, конвективные элементы могут



Рисунок 3.2 Схематическое руководство по отнесению наблюдаемой МСО к определенному типу в классификации.

возникать в непосредственной близости от зон слоистообразных осадков. Как показано в п. 2.2.3 локализация систем может быть решена путем предварительного вычисления скорости потока, однако трансформация зон

осадков ставит вопрос о принципиальной возможности сравнения характеристик различных МСО в некоторые моменты их эволюции.

Исходя из вышесказанного, в качестве *первого* этапа исследования систем ставилась задача определить, является ли МСО слоистообразной или конвективной в единственном удовлетворительно идентифицируемом по радиолокационным параметрам интервале жизни — в стадии максимального развития системы, который определяется как промежуток времени порядка 1 часа, в течение которого элементы МСО достигают максимальных высот (и наибольшей радиолокационной отражаемости  $Z_{\max}$ ). На *втором* шаге делается попытка подразделить, если возможно, МСО по их интенсивности, и на последнем *третьем* этапе — выбрать наиболее просто идентифицируемый морфологический признак (в частности нас интересовали линейные структуры). Концептуально эти шаги представлены на схеме рис 3.2.

### 3.2. Классификация МСО

Среди исследованных МСО почти три четверти (242) на момент достижения максимальных параметров были отнесены к конвективному типу и одна четверть — (78) к слоистообразным. Как следует из рис.3.1 а, и конвективные, и слоистообразные МСО (их количество отмечено точкой) наблюдаются в любой из месяцев с максимумами в январе (32) и сентябре (17), соответственно. Примерно равное количество тех и других систем, отмеченное в сентябре, вместе со значительными средними высотами  $H_{30}$  и  $H_{40}$  и скоростями потока, по-видимому, свидетельствует о том, что слоистообразные и конвективные МСО данного периода должны быть обширны, чтобы дать значительный вклад в суммы осадков региона, тогда как в январе при малых скоростях потока конвективные МСО имеют локальный характер. Очевидна и интерпретация больших высот  $H_{30}$  и  $H_{40}$  для июня, где «чистые» ЗОСО по отношению к конвективным МСО составляют только 30% в отличие от 55% в соседних месяцах.

### 3.2.1 Критерий интенсивности МСО

Интенсивность в исследованных системах осадков рассматривалась в двух аспектах. С одной стороны под интенсивностью МСО понималась максимальная величина радиолокационной отражаемости  $Z$ , зарегистрированная в течение эволюции системы, которая характеризует максимальную интенсивность осадков. С другой стороны интенсивность МСО описывается максимальными высотами изолиний радиолокационной отражаемости  $Z = 30$  или  $40$  dBZ, которые указывают на максимальную высоту облачности, зарегистрированную в течение всего процесса. Ниже

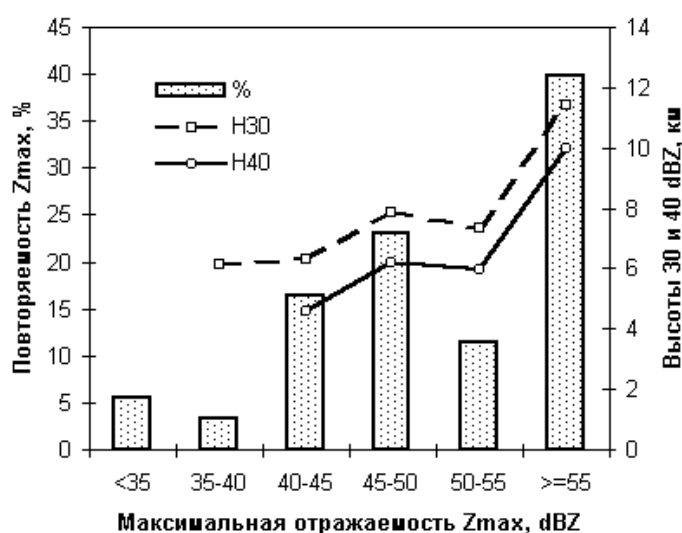


Рисунок 3.3 Повторяемость максимальной радиолокационной отражаемости  $Z_{max}$  в исследованной выборке и связь максимальной высоты облачности с  $Z_{max}$

интервалу 40—45 и 45—50 dBZ (рис.3.3), в сумме дававших 39,5 %. Относительно малая повторяемость МСО с  $Z_{max}$  от 50 до 55 dBZ, по-видимому, связана с тем, что такие величины чаще наблюдались в системах осадков холодного периода года с относительно невысокой верхней границей облачности, в том числе и в слоистообразных зонах осадков. С определенной оговоркой, используя выражения типа  $Z = 300 \cdot I^{1.5}$ , можно сказать, что системы осадков с максимальной интенсивностью менее 10 мм/ч составляют около 10% выборки, тогда как для большей части МСО характерны ячейки с

обосновывается критерий подразделения МСО по интенсивности.

В целом исследованная выборка относилась к достаточно мощной конвекции: в 39,8% случаев отражаемость достигала значений  $Z_{max} = 55$  dBZ и более. Значительным оказалось и число случаев, в которых  $Z_{max}$  принадлежала

интенсивностью осадков в двух градациях: от 25 до 50 мм/ч и более 100 мм/ч. В целом же очевидно, что вслед за превышением пороговых значений  $Z_{\max}$  около 45 dBZ, в облаке обычно наблюдается дальнейшее увеличение отражаемости на порядок, что, вероятно, связано с появлением града.

Результаты, представленные на рис.3.3, можно интерпретировать и в терминах качественной зависимости типа погоды от наблюдаемой отражаемости (см. табл. 1.2): при идентификации МСО на стадии их максимума в наблюдениях преобладают конвективные системы двух типов погоды: одни — с ливневым дождем от умеренного до сильного и другие — интенсивные грозоградовые шторма. Графики средних величин высот изоконтуров отражаемости 30 и 40 dBZ в целом следуют за ходом повторяемости  $Z_{\max}$ . Так, высоты  $H_{30}$  ( $H_{40}$ ), достигая локального максимума в интервале  $45 \leq Z_{\max} < 50$  dBZ со значениями  $7,8 \pm 2,3$  ( $6,2 \pm 2,0$ ) км, понижаются до значений  $7,3 \pm 2,3$  ( $5,9 \pm 1,8$ ) км в интервале  $50 \leq Z_{\max} < 55$  dBZ. При  $Z_{\max} \geq 55$  dBZ высоты этих изоконтуров становятся почти на 4 км больше:  $11,4 \pm 2,7$  ( $10,0 \pm 2,5$ ) км, причем доверительные интервалы средних высот не перекрываются с соседними диапазонами.

Представленный бимодальный характер повторяемости значений радиолокационной отражаемости и существенный рост высот верхней границы МСО в случаях больших  $Z_{\max}$  подчеркивают тот факт, что выбранная стратегия разделения конвективных систем осадков на два класса по их интенсивности в стадии максимума отражает природу изучаемых явлений, а в качестве критерия может быть использовано условие достижения  $Z_{\max}$  величины 55 dBZ. Кроме того, значения  $Z \geq 55$  dBZ не были отмечены в слоистообразных МСО. Таким образом, по крайней мере в этом случае, выделение систем «глубокой» конвекции (или МКС) из всего спектра МСО может быть основано только на одном параметре: максимальной радиолокационной отражаемости  $Z_{\max}$ .

### 3.2.2 Область развития МСО

Как указывалось в п. 3.1.2, определение МСО и её прогноз имеют смысл лишь в том случае, если существуют определенные пространственные границы,



в которых происходит появление новых элементов системы. Одной из пространственных характеристик МСО могла бы служить площадь, занятая осадками на момент появления в системе  $Z_{\max}$ . Однако отдельные элементы осадков МСО часто отделены друг от друга или вытянуты в одном направлении в виде линии, поэтому определение линейных размеров области по площади осадков проблематично.

Область развития МСО в момент достижения максимальной радиолокационной отражаемости определялась как площадь эллипса, большая ось которого  $A$  соответствует расстоянию между наиболее удаленными элементами МСО, а меньшая ось  $B$  равна максимальному расстоянию между элементами МСО в направлении, перпендикулярном большей оси. На рис.3.4 приведен пример определения области развития МСО, наблюдавшейся 22 ноября 1995 г. В начальной стадии, в 15:00 местного времени, область развития системы имеет почти круговую форму. Зоны с конвективными штормами постепенно смещаются со скоростью потока 7 м/с примерно из

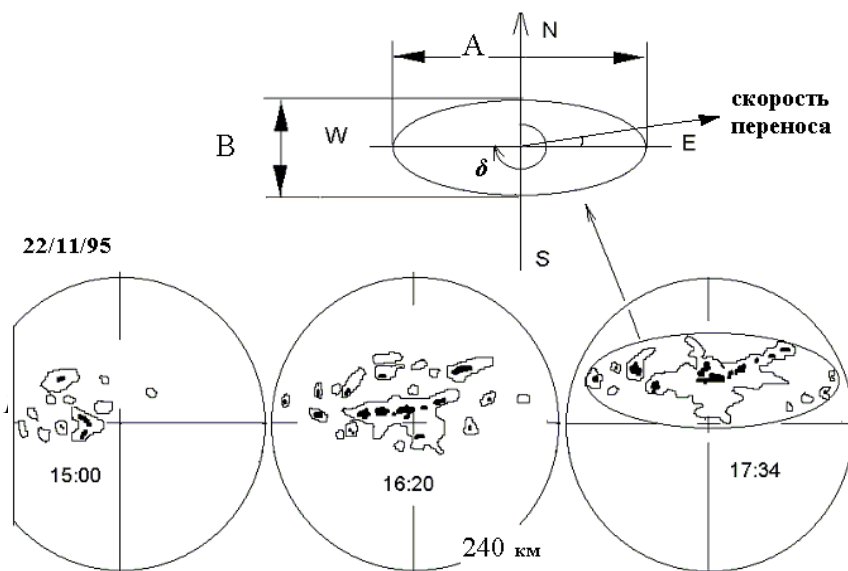


Рисунок 3.4 Пример определения области развития МСО

азимута  $260^0$ , и около 16:20 приобретают эллиптическую форму.

В момент максимального развития, в 17:34, когда высота  $H_{40}$  достигла 12 км, а отражаемость превышала 55 dBZ, большая ось  $A$  эллипса составила 450 км, а малая  $B=150$  км, таким

образом площадь развития МСО составила  $\pi AB/4 = 53000 \text{ км}^2$ , а диаметр круга равной площади  $D = \sqrt{A \cdot B} = 230 \text{ км}$ . В среднем диаметр систем составлял порядка 250 км.

Введенное понятие области развития МСО позволяет также провести некоторые оценки, имеющие прикладное значение. Например, *ориентация* МСО определялась по большему углу  $\delta$  между осью эллипса А и направлением на север, и в данном случае  $\delta = 270^0$ . В этом случае угол между вектором скорости переноса и осью А эллипса составил  $10^0$ . Используя составляющие вектора переноса вдоль большой и малой осей можно оценить максимальное время прохождения области развития МСО через конкретный пункт. Иными словами, подразумевая в случае систем глубокой конвекции под областью развития потенциальную область опасных явлений, можно оценить, насколько долго сохранится опасность их возникновения (естественно, без учета того, что МСО имеют конечное время жизни).

### 3.2.3 Структура поля отражаемости МСО

В качестве последнего признака была предпринята попытка разделить МСО по степени соответствия её структуры к идеализированной линии конвекции масштабом не менее  $\frac{3}{4}$  среднего диаметра МСО, т.е. примерно 200 км. В качестве оценки ширины такой линии принято условие, что она не превышает масштаба двух штормов или 50 км, т.е. соотношение продольного и поперечного размеров составляет 4:1.

В том случае, когда на стадии максимальной интенсивности зоны конвективных осадков формировали область (полосу, линию) длиной порядка 200 км и большей, чем в ширину по крайней мере в 4 раза, которая сохранялась не менее 1 часа, — системы были отнесены к *линейным* МСО. Требование преобладания линейной структуры конвективных элементов в течение значительного времени обусловлено тем, что для целей прогноза важно, чтобы пространственные характеристики идентифицируемого объекта сохранялись на протяжении длительного времени. На примере МСО, изображенной на рис.3.4, видно, что после «хаотического» начального распределения отдельных ячеек и штормов система принимает линейную структуру, состоящую из элементов интенсивной конвекции, которая сохраняется до стадии диссипации. Линейные конвективные МСО с  $Z_{\max} \geq 55$  dBZ были названы линиями глубокой конвекции

(«линиями шквалов»), или сокращенно, класс L1. Ядра радиолокационной отражаемости  $Z = 40$  dBZ в этих системах зачастую образуют сегменты большой протяженности, а сама система L1 часто формирует обширную зону осадков слоистообразной облачности, расположенную позади конвективной

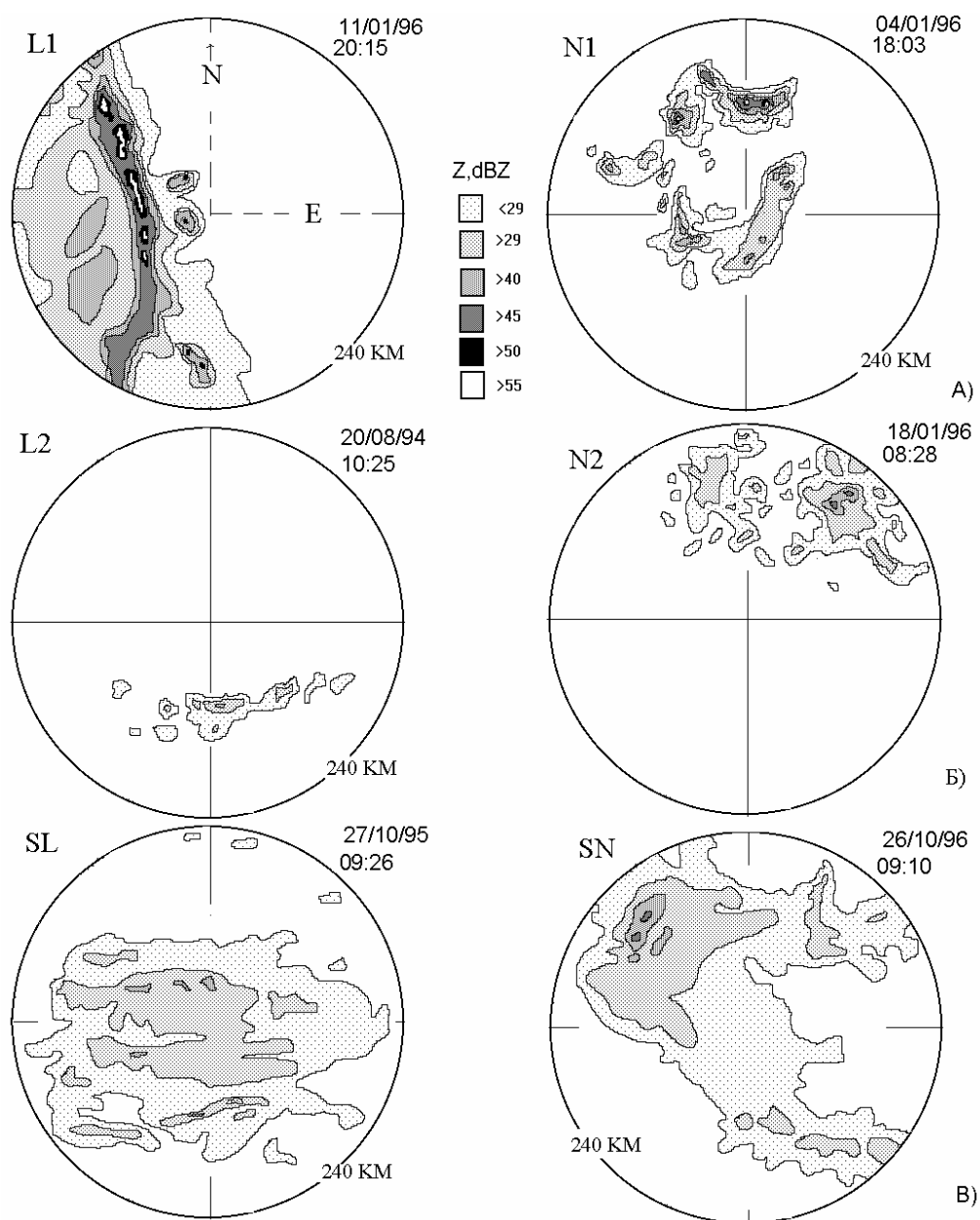


Рисунок 3.5 Примеры ИКО-изображений мезомасштабных систем осадков: а) МСО глубокой конвекции; б) МСО конвективного типа меньшей интенсивности; в) МСО слоистообразного типа. Слева на рисунке расположены системы, имеющие линейную организацию своих элементов (L1, L2, SL) и справа – нелинейную (N1, N2, SN)

линии, что выявляет сходство систем L1 с линиями неустойчивости умеренных широт. Пример такого типа МСО представлен на рис.3.5 а слева, которая

смещалась со скоростью 80 – 100 км/ч на восток. Линейные конвективные МСО меньшей интенсивности получили название «полосы ливневых осадков» или L2 (рис. 3.5 б). В полосах L2 конвективные ядра радиолокационной отражаемости обычно отдалены на значительные расстояния и, как правило, очень узкие. Ввиду небольшой ширины систем L2 площади, занятые осадками в стадии максимального развития, были относительно небольшими в сравнении с аналогичными площадями в системах класса L1.

Конвективные системы, не имевшие на момент своей максимальной интенсивности линейной формы, были отнесены к МСО с *нелинейной* структурой. Случаи, когда МСО глубокой конвекции не имели линейной организации конвективных элементов, были названы мезомасштабными системами осадков глубокой конвекции с нелинейной структурой распределения элементов, или сокращенно - класс N1. ИКО-изображения этих систем имеют вид произвольного распределения интенсивных штормов и зон слоистообразных осадков (рис.3.5 а справа). Часто конвективные элементы в N1 смещаются в различных направлениях за счет непрерывного развития новых ячеек. Некоторые системы N1 представляют собой множество одно-, мульти- и даже суперячейковых штормов, которые формируют линейную структуру протяженностью порядка 30 - 50 км, но имеют различную ориентацию и соединяются между собой или разъединяются, как видно на рис.3.5 а. Аналогично, конвективные МСО с нелинейной структурой и интенсивностью меньшей, чем N1, отнесены классу N2 (рис. 3.5 б справа). Размеры областей развития систем класса N2 часто были сопоставимы с N1, однако представляли собой большое количество отдельных радиолокационных ячеек, которые исчезали с экрана без видимого слияния с другими штормами. В многоячейковых штормах систем N2 обычно отдельные ячейки выделялись более четко, чем в штормах систем N1.

Слоистообразные МСО также были классифицированы. Было замечено, что наличие зон повышенной отражаемости, связанных с генерирующими ячейками, позволяет аналогичным образом классифицировать и

слоистообразные МСО в классы с нелинейной SN и линейной структурами SL. Рис.3.5 в демонстрирует, что внутренняя структура систем класса SL, представляет собой полосы повышенной отражаемости, параллельные между собой. В классе SN зоны повышенной отражаемости обычно распределены достаточно произвольно.

### 3.3 Сравнительные характеристики МСО

Подведем некоторые итоги. После трехэтапной классификации МСО в нашей выборке преобладают конвективные системы – 75 % случаев, причем системы глубокой конвекции составляют 40% от общего числа или более половины (55%) от конвективных систем. При классификации по структуре систем (см. табл.3.1) класс L1 имеет незначительно бóльшую, чем остальные повторяемость, но в целом нелинейные и линейные МСО представлены в выборке приблизительно в равных количествах.

На основании относительной представительности выборки (более 30 МСО в каждом из классов), далее для краткости будут обсуждаться в основном средние величины каждого из классов и наиболее характерные параметры распределений. Отметим лишь то, что хотя эта выборка почти в два раза больше, чем в работе [79], но основные выводы о характере распределений - те же.

#### 3.3.1 Характеристика классов МСО

В таблице 3.1 представлены средние характеристики шести типов исследованных МСО. Анализируя параметры, представленные в этой таблице, можно заключить, что характер организации зон осадков и интенсивность МСО отражаются практически на всех характеристиках системы. Например, несмотря на то, что средние высоты изоконтуров 30 и 40 dBZ

внутри соответствующего класса интенсивности мало отличаются, заметно увеличение этих высот для классов L2 и SL по сравнению с N2 и SN.

Таблица 3.1 Характеристики мезомасштабных систем осадков в Южной Бразилии

			Конвективные, Z≥55 dBZ		Конвективные, Z<55 dBZ		Слоистообразные	
			L1 (72)	N1 (59)	L2 (51)	N2 (60)	SL (40)	SN (38)
Высота	H <sub>30</sub> , км		11.4±2.9	11.5±2.5	8.3±2.7	8.0±1.9	6.5±1.6	5.9±1.3
	H <sub>40</sub> , км		9.9±2.6	10.1±2.3	6.5±2.2	6.6±1.9	4.9±1.3	4.7±1.2
Область развития	Площадь, ×10 <sup>4</sup> км <sup>2</sup>		6.94	7.40	3.17	6.16	6.92	9.59
	Эквивал. диаметр, км		249±87	256±93	161±76	236±78	251±80	300±77
	Отношение осей		2.6±1.1	1.8±0.6	3.9±2.3	1.6±0.5	2.3±0.8	1.6±0.5
	Ориентация %	Ю-ЮЗ	14	38	18	25	10	21
		ЮЗ-З	26	28	24	35	33	32
		З-СЗ	26	17	34	27	46	41
		СЗ-С	34	17	24	13	10	6
Перенос со средне- тропосферным потоком	Скорость средняя, м/с		18,0±6.9	13,0±8.6	16,0±8.8	11,6±6.1	17,4±7.7	15.2±7.9
	Модуль вектора, м/с		16,7	11,2	15.0	9.0	16,2	11.7
	Направление, откуда		290 <sup>0</sup>	287 <sup>0</sup>	298 <sup>0</sup>	282 <sup>0</sup>	291 <sup>0</sup>	300 <sup>0</sup>
	Угол с большой осью		39,5 <sup>0</sup>	38 <sup>0</sup>	32 <sup>0</sup>	37 <sup>0</sup>	22 <sup>0</sup>	36 <sup>0</sup>
	Компонента вдоль большой оси		12.8	9,6	13.1	8.5	15.8	11.2
	Компонента вдоль малой оси		9.8	6.8	7.1	6.3	5.3	6.9
	Время прохождения, ч		8.9	21.9	7.3	20,1	19.0	21,6

Средние площади развития МСО конвективного типа имеют от 32 до 74 тыс. км<sup>2</sup>, а слоистообразные от 69 до 96 тыс. км<sup>2</sup>. В целом площади МСО линейного типа меньше, чем соответствующего по интенсивности нелинейного класса. Системы L1 часто кроме вытянутой формы конвективного региона сопровождались обширной зоной осадков слоистообразной облачности или имели ее перед ведущим краем (см. например, рис.3.5 а), и тогда площадь области развития почти равнялась той же характеристике, что и для классов N1 и SL. Ввиду того, что системы класса L2 представляют собой более узкие по форме зоны осадков, в среднем площади МСО глубокой конвекции (т.е. L1 и N1) были большими, чем в МСО меньшей интенсивности (L2 и N2), но меньшими, чем слоистообразных МСО (SL и SN): соответственно 7,2; 4,7 и

$8,3 \times 10^4$  км<sup>2</sup>. Независимое осреднение эквивалентных диаметров систем показывает, что только диаметр системы класса L2 почти в 2 раза меньше, чем SN, но даже в этом случае стандартные отклонения средних масштабов систем перекрываются.

Как и ожидалось, МСО с линейной формой распределения зон повышенной отражаемости оказались более вытянутыми, чем системы с произвольным распределением элементов. *Соотношение осей* МСО классов L и N в среднем составляло 2,3 — 3,9 и 1,6 — 1,8 соответственно. Интересно заметить, что «нелинейные МСО» почти удовлетворяют критерию соотношения осей (см. главу 1), используемому при идентификации конвективного комплекса, а область развития SN удовлетворяет и площадным характеристикам. В среднем линейные (нелинейные) МСО имели площадь 58 (75) тыс. км и соотношение осей 2,9 (1,7). Таким образом классы систем осадков, имеющие внутреннюю линейную структуру, обладают на момент достижения максимальных параметров как меньшими площадями развития, так и более вытянутой формой по сравнению с системами нелинейной внутренней организации.

Обнаружено, что преобладающая *ориентация* МСО зависит от рассматриваемого класса. Можно видеть, что конвективные линии в основном ориентированы в направлении С-СЗ и З-СЗ (58%), тогда как нелинейные (60%) в направлении Ю-ЮЗ и ЮЗ-З (см. табл.3.1). При этом системы глубокой конвекции в целом имеют слабую тенденцию (51%) к меридиональной ориентации, а меньшей интенсивности (60%) — к расположению главной оси вдоль круга широты. Нельзя с уверенностью утверждать, что действительно существует связь между интенсивностью МСО и ее ориентацией, поскольку разница в процентном отношении в исследованной выборке не достаточно выражена. В то же время более чем в 74% случаев классы SL и SN ориентированны вдоль широты: с 225 до 315°.

Одним из важных результатов является и то, что величина скорости *среднетропосферного переноса* МСО определенным образом отражается на формировании типа МСО. Так, в каждом из классов интенсивности средняя скорость переноса элементов больше в линейных МСО: в среднем по классам L1, L2 и SL составляла 17,3 м/с против 13,1 м/с в классах N1, N2, SN. Причем для модуля вектора скорости (см. табл.2.1) эта тенденция еще заметнее: 16,1 и 10,6 м/с, соответственно.

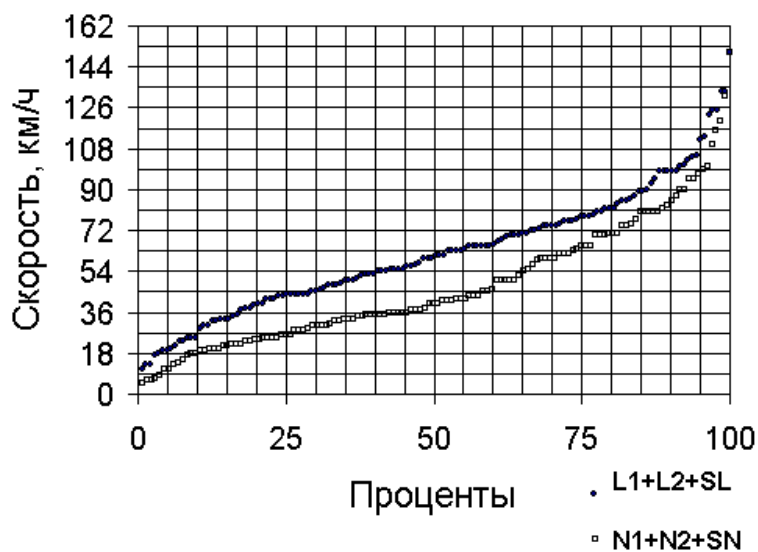


Рисунок 3.6 Накопленная повторяемость скорости переноса для линейных и нелинейных МСО

Максимум в спектре абсолютной скорости переноса для линейных МСО смещен в сторону больших величин, тогда как в нелинейных системах — в сторону меньших. Так 50% квантиль распределения скоростей линейных МСО (рис.3.6) приходится на 60-61 км/час (17 м/с), тогда как в класс N на 40 км/ч (11 м/с).

Нетрудно заметить, что в ходе накопленных частот отражаются следующие закономерности:

- 1) возникновение классов L и N, происходит при любых скоростях ветра в средней тропосфере;
- 2) в целом линейным структурам МСО соответствуют большие сдвиги ветра;
- 3) при малых, менее 5 м/с, и очень больших, более 25 м/с, скоростях потока вероятности возникновения того или иного типа МСО близки между собой.

В соответствии с непараметрическим критерием хи-квадрат  $\chi^2$  распределения скоростей переноса для МСО линейного и нелинейного типа отличаются с вероятностью 99%.



Различие в скоростях переноса могло быть связано с тем, что МСО линейной формы распределены достаточно равномерно по месяцам года, в то время как большинство систем нелинейного типа наблюдаются преимущественно летом, когда скорости переноса, в основном, меньшие. На рис.3.7 воспроизведен (см. п.3.3.1) сезонный ход модуля вектора скорости потока в сравнении с соотношением повторяемости классов МСО  $(L2+L1+SL)/(N1+N2+SN)$ , а также средние скорости переноса классов N и L. Как видно из сравнения гистограммы и графиков с увеличением скоростей потока увеличивается и относительная повторяемость линейных структур, при этом характерное сходство пиков на кривых в случае оценки потока по климатическим данным реанализа (C) [110] визуально даже несколько выше, чем по радиолокационным данным (R).

Оценки последних, по-видимому, завышены из-за вклада отдельных МСО с высокими скоростями переноса 35-40 м/с, наблюдавшихся в августе-сентябре, но имевших меньшую значимость при осреднении за месяц. Можно предположить, что наличие большего, чем

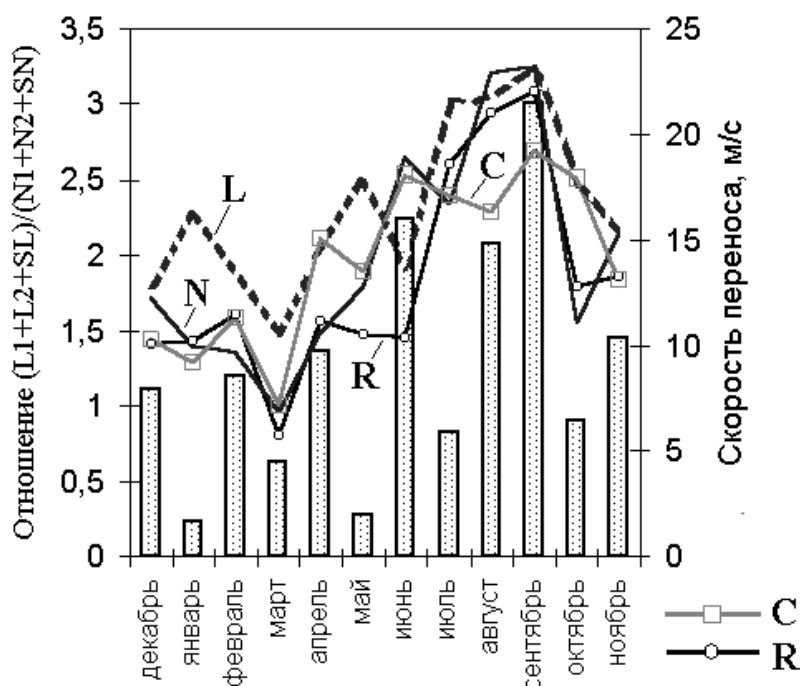


Рисунок 3.7 Соотношение повторяемости классов МСО по месяцам (гистограмма) в сравнении с годовым ходом скорости переноса для систем линейного (L) и нелинейного (N) типа. Ход скорости переноса для всех типов систем представлен по данным реанализа (C) и по радиолокационным данным (R).

обычно, числа линейных структур в данный месяц свидетельствует о более частом прохождении фронтов и высоких

величинах средних скоростей на уровне 500 гПа и выше. Так, в дни, когда наблюдалось прохождение двух или трех МСО, в 65% случаев скорости

превышали 15 м/с (в 47% были более 20 м/с) и в 75% случаев обнаружена линейная организация. Вывод об увеличении скоростей и о большем количестве линейных МСО справедлив по крайней мере для теплого сезона; зимой скорость для нелинейных МСО столь же велика, как и для линейных. Было обнаружено, что при больших скоростях потока ( $\sim 30$  м/с) такие МСО часто представляли собой комбинацию пересекающихся линий  $\alpha$ - $\beta$  масштаба (см. главу 6).

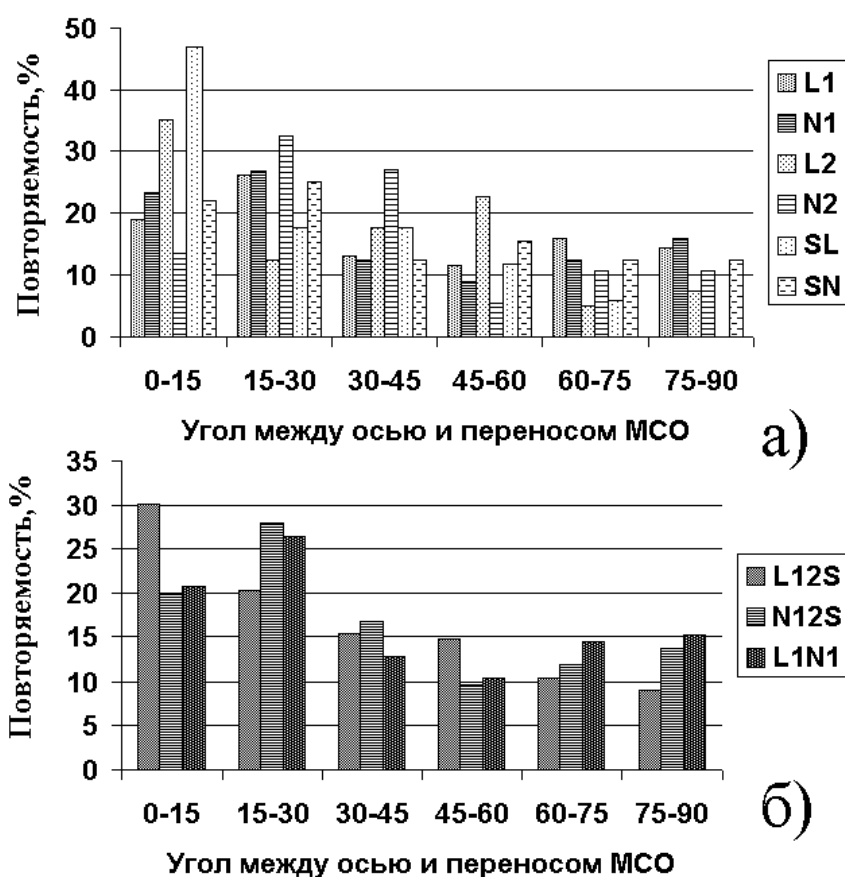


Рисунок 3.8 Повторяемость угла между большей осью МСО и вектором переноса а) для систем отдельных классов; б) для групп линейного типа (L12S), нелинейного (N12S), систем глубокой конвекции (L1N1)

Сопоставляя графики на рис.3.6 – 3.7 можно предположить, что при изначальном увеличении сдвига ветра в нижней тропосфере от  $\sim 10$  м/с преобладающими являются линейные структуры, но при скоростях потока

порядка 20 м/с вновь увеличивается повторяемость нелинейных структур МСО.

Среднее направление вектора скорости переноса не показывает явного предпочтения для типа МСО. Он направлен с СЗ ( $280^{\circ} - 300^{\circ}$ ), хотя обнаруживается тенденция к тому, что системы меньшей интенсивности и системы нелинейного типа в целом смещались также с ЮЗ и СВ направлений. Рассматривая вопрос о том — влияет ли величина скорости переноса на организацию внутренней структуры МСО, нельзя не отметить, что *средняя величина угла* между большой осью и вектором переноса составляет от  $22^{\circ}$  до  $39,5^{\circ}$  (см. табл.3.1), причем наибольшие ее значения связаны с МСО глубокой конвекции. Углы меньше  $45^{\circ}$  означают, что компонента скорости потока на бóльшую ось системы превосходит проекцию на малую ось, т.е. смещение всех систем осадков в значительной мере происходит вдоль её оси. Такое предпочтение, в сочетании с большими поперечными размерами, очевидно, увеличивает «время прохождения» области развития через данную точку от 7-9 часов для ливневых полос и линий глубокой конвекции до 20 часов для классов N2-SN. Очевидно, что меньшие значения времени прохождения областей развития для линейных конвективных структур и объясняют тот факт, что именно они преобладают в дни, когда наблюдаются две МСО. Осредненная величина приводит к неверному предположению, что обычно между направлением переноса и бóльшей осью системы угол составляет от 20 до  $40^{\circ}$ . В действительности, из распределений значений этого угла для отдельных классов видно, что это справедливо лишь для класса N2 (рис.3.8 а). Наиболее часто почти параллельно потоку ориентируются L2 и SL, соответственно в 47 и 35% случаев. Другие системы имеют такую же тенденцию, однако менее выраженную. В целом 47-50% как линейных, так и нелинейных МСО имеют угол с осью не более  $30^{\circ}$ . Для систем глубокой конвекции это распределение даже становится бимодальным с минимумом повторяемости для значений угла между  $45^{\circ}$  и  $60^{\circ}$ . Таким образом можно сделать вывод, что МСО почти в 50% случаев имеют ориентацию менее  $30^{\circ}$  по

отношению к направлению потока, но интенсивные МСО в 30% случаев могут ориентироваться и под значительным углом к потоку.

### 3.4 Практическое использование классификации МСО

Создание подходящей классификации мезомасштабных систем осадков, которые образуются и развиваются в определенном регионе, остается актуальной проблемой региональной климатологии. В первую очередь многие классификации разрабатывались как целевые, например, для определения сумм осадков (Rickenbach et al., 1994 [90]) или крупномасштабных условий возникновения (Hashem and Biggestaff, 1997 [87]). Часто в связи с климатическими и орографическими особенностями каждого региона, а также видимым многообразием форм МСО интуитивно предполагается, что не существует универсальной морфологической классификации таких систем осадков. Как показано в Главе 1 на примере классификации МСО в Швейцарии [39], это приводит к необходимости введения новых классов по отношению к исходной. Предложенная выше классификация МСО, которые развиваются на юге Бразилии, в штате Рио Гранде до Сул, изначально имела прогностическую направленность: предложенное количество типов систем было ограничено для облегчения их идентификации по радиолокационным изображениям. Для использования этой классификации в других регионах вопрос о самом методе не встает, возможна лишь некоторая коррекция критерия интенсивности  $Z_{\max}$ . Ниже мы приведем общие аргументы в пользу утверждения, что предложенная нами классификация в равной степени отражает МСО, наблюдаемые в других регионах, и может использоваться в различных целевых программах, в том числе позволяет сопоставлять как уже классифицированные, так и неклассифицированные выборки радарных и других данных.

### 3.4.1 Универсальность классификации

Рикенбах и др., 1994 [90] классифицировали МСО, наблюдавшиеся в течение 90 дней эксперимента TOGA/COARE (*Tropical Oceans Global Atmosphere Coupled Ocean - Atmosphere Response Experiment*) над акваторией экваториальной части Тихого океана ( $2^0$  ю.ш.,  $156^0$  в.д.). Базируясь на горизонтальных масштабах и морфологии, системы осадков подразделялись на 4 типа: 1) неорганизованные, изолированные конвективные ячейки без зон слоистообразных осадков; 2) линии конвекции небольшой протяженности, менее 100 км без зон слоистообразных осадков; 3) протяженные конвективные линии ( $>100$  км), обычно с обширной зоной осадков слоистообразной облачности; 4) обширные зоны осадков слоистообразной облачности (ЗОСО) с зонами утопленной конвекции, линейными или «кластерными». Анализ окружающих условий показал, что линейным системам конвекции (2 – 3й типы) соответствует умеренный либо бóльший сдвиг ветра на нижних уровнях, чем для ЗОСО; изолированные ячейки возникали при температурах поверхности океана  $> 29^0$  С. С третьим типом связано более 80% всех осадков и до 90% — из слоистообразных облаков, но наиболее часто возникали зоны осадков типа 1 (45%), который, как видим по нашей классификации, включает типы N2, N1 ( и возможно L2), в сумме составлявших 35% выборки. Примерно такая же пропорция наблюдается и для систем 2-3 типа, соответствующих по нашей классификации типам L1 и L2 (45/41). Очевидно, что повторяемость SL и SN в данной выборке была ниже, чем в нашей (10/24). Основным недостатком способа классификации зон осадков, предложенный в [90], является то, что определение типа системы производилось на довольно условный момент времени, «когда конвекция достигнет своего максимума организации» перед диссипацией или переносом за пределы радиуса 120 км от радара.

Очевидно, что при отсутствии формальных критериев для определения структуры и интенсивности МСО, число их типов может быть значительным. Так, Хэшем и Биггерстафф, 1997 [87], обрабатывая р/л данные за 10 весенних сезонов над северо-западной частью Мексиканского залива и прибрежных

регионов ( $25-31^0$  с.ш. и  $91-100^0$  з.д.), выделили среди 329 МКС девять типов организации: слоистообразные с мелкими конвективными ячейками, неорганизованные и организованные ячейки, конвективные неорганизованные ячейки и линии, включенные в слоистообразный регион (embedded), множественные полосы, симметричные и несимметричные линии шквала. Очевидно, что ряд выделенных нами классов может даже утраиваться: так симметричные и несимметричные линии шквалов и множественные полосы могут относиться к одному классу L1 (если они менее интенсивны, то к L2). Неорганизованные ячейки и линии в ЗОСО очевидно будут относиться к N2 и L2, с другой стороны слоистообразные, наоборот, распределяются между SN и SL. Выделение классов МКС в работах [24, 39, 87] основывалось на «зрелой» стадии МКС.

В главе 4 будут приведены аргументы в пользу того, что с точки зрения эволюции системы выделение в отдельные линейные формы симметричных и асимметричных линий шквала необоснованно. Классификация МКС по степени организации отдельных ячеек в мультячейковые шторма и введение класса «неорганизованные» МСО, как показано нами в цикле работ [80, 81], также неверно. Например, в работе [80] доказано, что суперячейковые, мультячейковые и изолированные Сб наблюдаются в одних и тех же условиях в пределах области развития одной N1, но сами N1 достаточно самоорганизованны, согласно упомянутой во Введении схеме  $\alpha$ -кластера [1]. Обсуждение эволюции классов N1 и N2, выходит за рамки диссертационной темы, но, резюмируя [81], к системам N1 без сомнения можно применять термин «комплекс локальных штормов».

Поскольку пропорция между линейными и относительно нелинейными структурами МСО (за исключением, может быть, периода «ураганных» ветров), обнаруживаемыми на стадии максимальной интенсивности, отражает сезонный ход скоростей переноса систем или величину сдвига ветра в тропосфере, то следуют ожидать, что линии шквалов, полосы осадков и SL становятся преимущественной модой конвекции в бароклинных возмущениях. Анализ

синоптической ситуации по наземным и спутниковым данным, соответствующий условиям развития 120 МСО, проведен Lenskaia et al., 1997 [88]. В целом он показал соответствие между ожидаемой синоптической ситуацией и типом МСО (см.табл. 3.2.).

*Таблица 3.2 Синоптические условия возникновения мезомасштабных систем осадков (Ленская и др., 1997 [88])*

Синоптическая ситуация	Классы						
	L1	N1	L2	N2	SL	SN	$\Sigma$
Теплый сектор внетропического циклона	8			5			13
Термический циклон	6	7	3				16
Холодный фронт	17	4	4	1	1	1	28
Теплый фронт	1		3	1	3	1	9
Глубокая ложбина давления				5	1	6	12
Область пониженного давления, слабая ложбина		8		11	1		20
Область повышенного давления, слабый гребень		8	4	5	2	3	22
<i>Всего случаев (1993-1996 годы)</i>	32	27	14	28	8	11	120

Например, системы класса L1 наиболее часто возникают в условиях холодного фронта, в теплом секторе внетропического циклона, т.е. когда ожидаем усиление скорости ветра в средней тропосфере ввиду повышенной бароклинности. В 55% случаев существование всех систем связано с циклонами и фронтальными зонами, в остальных — с ложбинами и малоградиентными полями давления. Довольно высокая повторяемость глубокой конвекции N1 в последних случаях предполагает наличие некоторых мезомасштабных возмущений, не выявляемых синоптической сетью. В целом таблица 3.2 согласуется с выводами [87], где предпочтительными крупномасштабными условиями возникновения «конвективных линий» были холодные фронты, ложбины давления и сухие линии, а «неорганизованных» МКС — ложбины, стационарные и теплые фронты.

Одно перспективное применение представленной классификации — это возможность мониторинга климатической изменчивости и ее количественной интерпретации. На рис.3.9 представлено изменение типа МСО и скорости

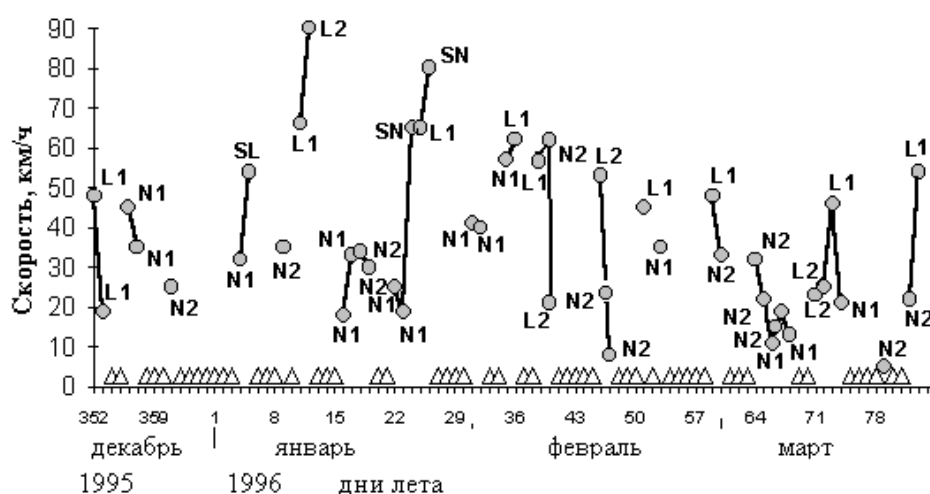


Рисунок 3.9 Соотношение внутрисезонного колебания скорости переноса и типа МСО

переноса летом 1995-1996 гг. Как и в другие годы количество нелинейных МСО (N1+N2) было бóльшим, чем линейных и

слоистообразных:

30, 12 и 4,

соответственно. Несмотря на меньшее количество последних двух типов, они отмечают определенный порядок: при скоростях более 50 км/час появляются L1 и L2, за ними SL или SN, и затем доминируют системы N1 и N2 – период таких «осцилляций» составляет 12-14 дней. Именно таким является период «качелей» Амазония - юг Бразилии, упомянутый ранее [69]. Краткое обсуждение причин таких недельных - полумесячных колебаний сумм осадков в регионе приведено нами в [80], сошлемся лишь на работу [89], где показано, что появление выраженных недельных чередований «сухой» и «влажной» погоды зависит от фазы ЭНЮК. Действительно, нами было показано, что если в декабре - марте 1995 – 1996 г. (рис.3.9) погода региона определялась слабым холодным эпизодом ЭНЮК (La Niña), то в течение нейтральной фазы летом 1996 – 1997 г. возникали только N1 и N2, а с резким развитием El Niño в феврале 1997 г. наблюдалось 12 МСО и ни одной линии конвекции. Одним из главных факторов в появлении внутримесячной периодичности, около 2-х недель, и межгодовых колебаний интенсивности конвекции в целом на континенте, по мнению Абдуллаева, 2002 [82] могут являться «центры возникновения» штормов, которые при определенных крупномасштабных



условиях могут образовывать взаимодействующую волновую структуру, генерирующую серию МКС.

### *3.4.2 Использование классификации для интерпретации данных*

В дополнение к указанным выше достоинствам типизации МСО в детальном описании мезоклимата и в мониторинге его сезонной изменчивости, продемонстрируем, что приведенный нами способ упрощенной классификации систем осадков органически сочетается с другими источниками данных и дает возможность их удовлетворительной интерпретации. В частности, известны работы, использовавшие близкие критерии для выделения МСО. Например, Гиртс, 1997 [86], знакомый с нашими ранними работами, использовал следующее определение МКС: непрерывный регион с осадками отражаемостью более 20dBZ, с длиной большой оси более 100 км, существующий не менее 4 часов, и по крайней мере в течение 2 часов с максимальной отражаемостью более 40 dBZ. Исследование 398 МКС на юго-востоке США показало, что средние размеры большой оси МКС составляли 350 км, а длительность — около 9 часов, и почти в 50% МКС отмечалась линейная структура с отношением длины к ширине около 5.

Другим успешным примером применения классификации может служить оценка эффективности сети грозоотметчиков системы RIDAT (Rede Integrada de detecção de Descargas Atmosfericas), развиваемая на территории Бразилии. Основной целью работы [85] было определение потенциального использования данных RIDAT для обнаружения и идентификации фронтальных зон и циклонов в регионах, где эффективность регистрации разрядов облако-земля падала до 10-20%. На основе сопоставления радиолокационных и спутниковых данных 37 МСО, возникших осенью-зимой 1999 г. в Рио Гранде до Сул нами (Abdoulaev et al., 2001 [85]) было обнаружено, что наиболее электрически активными являются системы, возникавшие в период локального циклогенеза (1600 разрядов в час), тогда как смещающиеся фронты

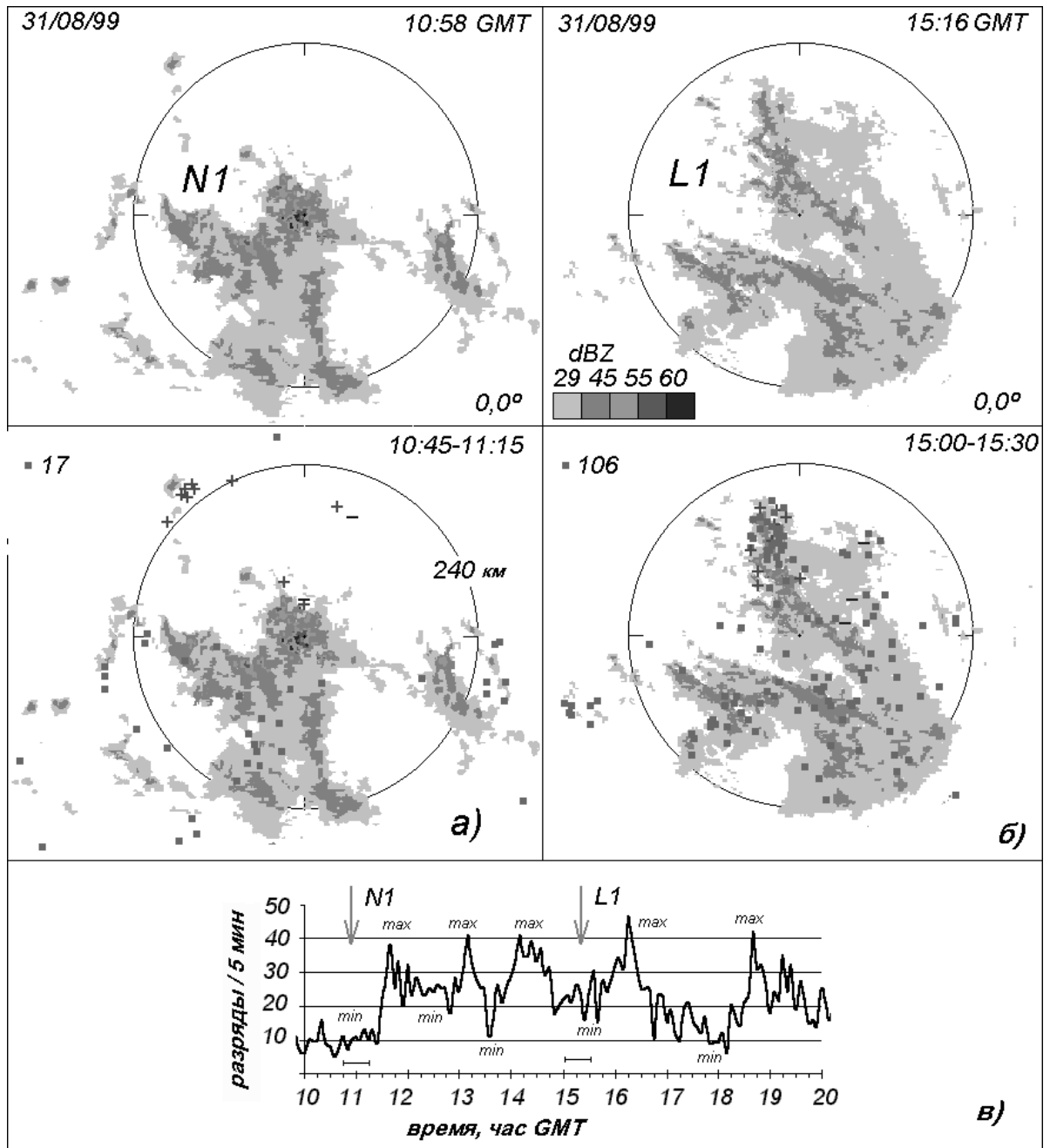


Рисунок 3.10 Электрическая активность систем глубокой конвекции, наблюдавшихся 31/08/99. а) МСО нелинейного типа N1 (вверху) и с нанесенными на нее точками зарегистрированных разрядов (внизу); б) то же для МСО типа L1; в) ход электрической активности в течение эволюции систем.

давали в 4 раза меньшие интенсивности. При сопоставлении данных, получаемых радаром и RIDAT, была выявлена важность точного определения момента максимальных параметров МСО и масштабов осреднения данных.

На рисунке 3.10 представлены изображения двух МСО типа N1 (рис.3.10 а) и L1 (рис.3.10 б), прохождение которых наблюдалось в один и тот же день, отмеченный высокими скоростями переноса порядка 25 м/с. Системы

показаны в следующие промежутки времени: N1 ранее момента максимальных значений ( $\sim 12$  ч GMT), система же L1 приблизительно на час позже первого максимума отражаемости с  $Z_{\max} > 60$  dBZ. Заметно, что система L1 с развитым ЗОСО дает в 5 раз большее количество разрядов, чем N1 в радиусе 240 км, но лишь в 2 раза большую интенсивность в радиусе 480 км (рис.3.10 в). Данный факт легко интерпретируется с позиции времени и масштаба систем: с одной стороны ряд штормов комплекса N1 находится вне радиуса обзора 240 км, а с другой, в связи с квазипериодическими колебаниями интенсивности гроз, МСО находится на минимуме. В моменты достижения максимальных параметров своего развития интенсивность разрядов в N1 увеличивается, и различие между максимумами L1 и N1 незначительно. Приведенный пример подчеркивает важность физически обоснованных моментов и масштабов сопоставления данных.

С учетом сказанного выше, разница в грозовой активности облачности, образованной в процессе формирования циклонов и фронтов, заключалась в том, что при циклогенезе чаще возникали системы N1 и L1, которые на момент достижения максимальных параметров были в среднем в 5 раз активнее, чем другие МСО. В целом это определялось тем, что высоты  $H_{30}$  и максимальные отражаемости отчетливо характеризуют электрическую активность МСО. Так, количество разрядов, производимое в единицу времени на единицу площади радиоэха с  $Z > 30$  dBZ, увеличивается в 2,5-3 раза при увеличении высоты  $\Delta H_{30}$  в зону отрицательных температур на 1 км. Системы, имеющие высоты  $6,5 < H_{30} \leq 7,5$  км и отражаемости  $40 < Z \leq 50$  dBZ ( $\Delta H_{30}$  от 3 до 5 км), давали около 100 разрядов в час в радиусе 240-320 км от радара, тогда как системы с  $Z > 50$  dBZ и высотами более 7,5 км — около 300 разрядов в час. Важно отметить, что с увеличением радиуса окна, где регистрировались разряды с 240 до 320 и 480 км, количество зарегистрированных разрядов практически не росло (в особенности в классах L1 и N1), что говорит о том, что размер МСО оцененный в 250-300 км по радарным данным, проявляется также как область

повышенной активности грозových разрядов и может быть идентифицирована по данным грозоотметчиков.

### 3.5. Краткие выводы к главе 3

В данной главе показано, что погодные условия штата Рио Гранде до Сул дают возможность наблюдать спектр мезомасштабных систем осадков в течение всего года, а выборка из 320 МСО достаточно репрезентативна и отражает сезонный ход ряда климатических характеристик. Радарные параметры (высоты радиоэха и значение отражаемости), выбранные для классификации МСО, достаточно легко определяемы на любом используемом в практике метеорологическом радаре, их конкретные уровни могут быть при необходимости скорректированы. Центральным положением классификации является определение стадии максимальных параметров, на которой зоны радиоэха удовлетворяют определению МСО, в случае если линейные размеры области, в которой наблюдались осадки, имеют размер не менее 100 км.

Вслед за этим на основании сопоставления изображений ИКО-ИДВ устанавливается, существуют ли среди зон повышенной отражаемости явно конвективные элементы, или же ядра повышенной отражаемости связаны преимущественно с зонами слоистообразных осадков (ЗОСО). При наличии конвективных ячеек МСО относятся к конвективным вне зависимости от того, сопровождаются ли они ЗОСО или нет. Конвективные МСО далее подразделяются на системы глубокой ( $Z > 55$  dBZ) и умеренной интенсивности. Окончательное подразделение конвективных и слоистообразных МСО производится по степени организации наиболее интенсивных элементов осадков в линию длиной не менее 200 км при отношении длины к ширине не менее 1:4.

Было выделено шесть типов мезомасштабных систем осадков:

L1 — линии глубокой конвекции, или как аналог общепринятого за рубежом термина «*mesoscale squall line*» — мезомасштабные линии шквалов (МЛШ);

N1 — системы глубокой конвекции без организации протяженной линии интенсивных ячеек – комплекс локальных штормов;

L2 — полосы ливневых осадков, которые подобны МЛШ, но интенсивностью не превосходят 55 dBZ;

N2 – менее интенсивный аналог N1, зоны ливневых осадков без линейной организации;

SL — зоны слоистообразных осадков, где образуются полосы элементов повышенной радиолокационной отражаемости, параллельные между собой;

SN — зоны осадков слоистообразной облачности, в которых области повышенной радиолокационной отражаемости распределены произвольно.

Сравнение характеристик перечисленных классов указывает, во-первых, на связь преобладающего типа МСО с крупномасштабными условиями окружающей среды, в том числе преобладание линейных МСО в диапазоне скоростей среднетропосферного потока  $\sim$  от 10 до 20 м/с. Во-вторых, на выраженный сезонный ход параметров МСО и их типов; в-третьих, на наличие выделенного пространственного масштаба систем  $\sim$ 250-300 км.

Сопоставление данной классификации с другими региональными классификациями показывает, что выделенные выше типы МСО охватывают весь спектр МКС в других регионах, часто более адекватно отображая особенности крупномасштабных условий этих регионов. Показана возможность использования классификации в мониторинге внутрисезонных и междугодового изменений климата.

Потенциально классификация может использоваться для ассимиляции данных, полученных другими дистанционными средствами, например сетью наземных датчиков, локализирующих грозовые разряды. В частности получено, что выбранные радарные параметры и масштабы отражают интенсивность и размеры электрически активных зон.

В целом можно заключить, что представленная классификация может использоваться как базовая для дальнейшей более детальной классификации МСО внутри каждого из классов по характерным типам эволюции.

## ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЛИНИЙ ШКВАЛОВ

Данная глава обобщает результаты работ [91-97, 104, 109], объектом которых является класс L1 или линии глубокой конвекции, которые вслед за большинством авторов будем называть мезомасштабными линиями шквалов (МЛШ). В режиме осадков тропической и экваториальной Бразилии МЛШ играют значительную роль (Vianello, R.L., A. R. Alves, 1991 [108]). С другой стороны в обзоре (Silva Dias, 1989 [107]) демонстрируется, что линии конвекции, подобные МЛШ умеренных широт северного полушария, в Бразилии достигают  $20^{\circ}$  ю.ш. Поскольку регион исследования расположен в субтропиках, где ранее исследований МСО не проводилось, то можно предположить, что в нашем случае могут наблюдаться и те, и другие типы МЛШ. Они могут иметь некоторые особенности, но преобладают фронтальные линии и МЛШ теплого сектора циклона, аналогичные МЛШ умеренных широт, и только около 20% связано с летней термической депрессией.

МЛШ — один из популярных объектов мезометеорологии по следующим причинам: а) в ряде регионов — это главный виновник наводнений, шквалов и торнадо; б) МЛШ является удобным объектом для наблюдения радаром — её время жизни больше, чем у мультячейковых штормов, но значительно меньше, чем у фронтальных систем; в) часто наблюдаемая «двумерная» поперечная структура циркуляций в МЛШ позволяет применять относительно простые аналитические и численные модели этого явления. Одним из важных структурных элементов линий шквалов является движущаяся вслед за конвективной линией зона осадков слоистообразной облачности (ЗОСО), дающая значительный вклад в сумму осадков в регионе. Хауз, 1993 [23] оценивает, что порядка 25-50% общей суммы осадков за период жизни МКС связано с ЗОСО.

В главе 4 рассматриваются вопросы, связанные с ролью, которую играют векторы развития (эволюции) и среднетропосферного переноса (трансляции) в

движении мезомасштабных линий шквалов и в формировании зоны осадков слоистообразной облачности. Также показывается, каким образом эволюция линии влияет на её видимую форму. Вводится эволюционная классификация МЛШ. Большая часть результатов опубликована в реферируемых журналах и представлена на международных конференциях; некоторые технические детали, а также все особенности эволюции конкретной МЛШ, к сожалению невозможно отобразить в данной работе.

#### **4.1 Определение трансляционной и эволюционной компонент в перемещении МЛШ**

Главные результаты, представляемые в данной главе, получены на основе анализа 38 МЛШ, чья эволюция наблюдалась в течение нескольких часов. Высота изоповерхностей с радиолокационной отражаемостью 30 и 40 dBZ в отобранных МЛШ достигала более 10 и 8 км, соответственно. В наблюдаемых нами МЛШ ядра с радиолокационной отражаемостью более 40 dBZ часто выстраиваются в длинные плотные сегменты. В некоторых из этих систем наблюдается область осадков, выпадающих из слоистообразных облаков, расположенная позади конвективной зоны линии шквалов так, как это наблюдается в линиях шквалов умеренных широт.

Эволюция МЛШ условно разделялась на три стадии: 1) начальную с момента формирования линейной структуры радиоэха (~100 км); 2) стадию зрелости, когда радиоэхо отражаемостью 40 dBZ образуют протяженные сегменты (~50 км) и 3) диссипации, которая начинается со значительного уменьшения максимальной отражаемости (более 10 dBZ) и высот радиоэха, которое фиксируется в течение более 1 часа. Разделение стадий эволюции отличается от ранее упомянутого в главе 1. В частности, рассмотрение стадии зрелости МЛШ [29], как промежутка времени, в течение которого существуют одновременно и конвективный, и слоистообразный регионы, лишено смысла:

не все МЛШ имели явно выраженный ЗОСО, некоторые МЛШ начинают формироваться внутри ЗОСО. На рис.4.1 представлена эволюция трех линий шквалов (А, В и С), сформировавшихся в течение второй половины дня 11 января 1996 г. в теплом секторе циклона и смещавшихся с различными скоростями с запада на восток.

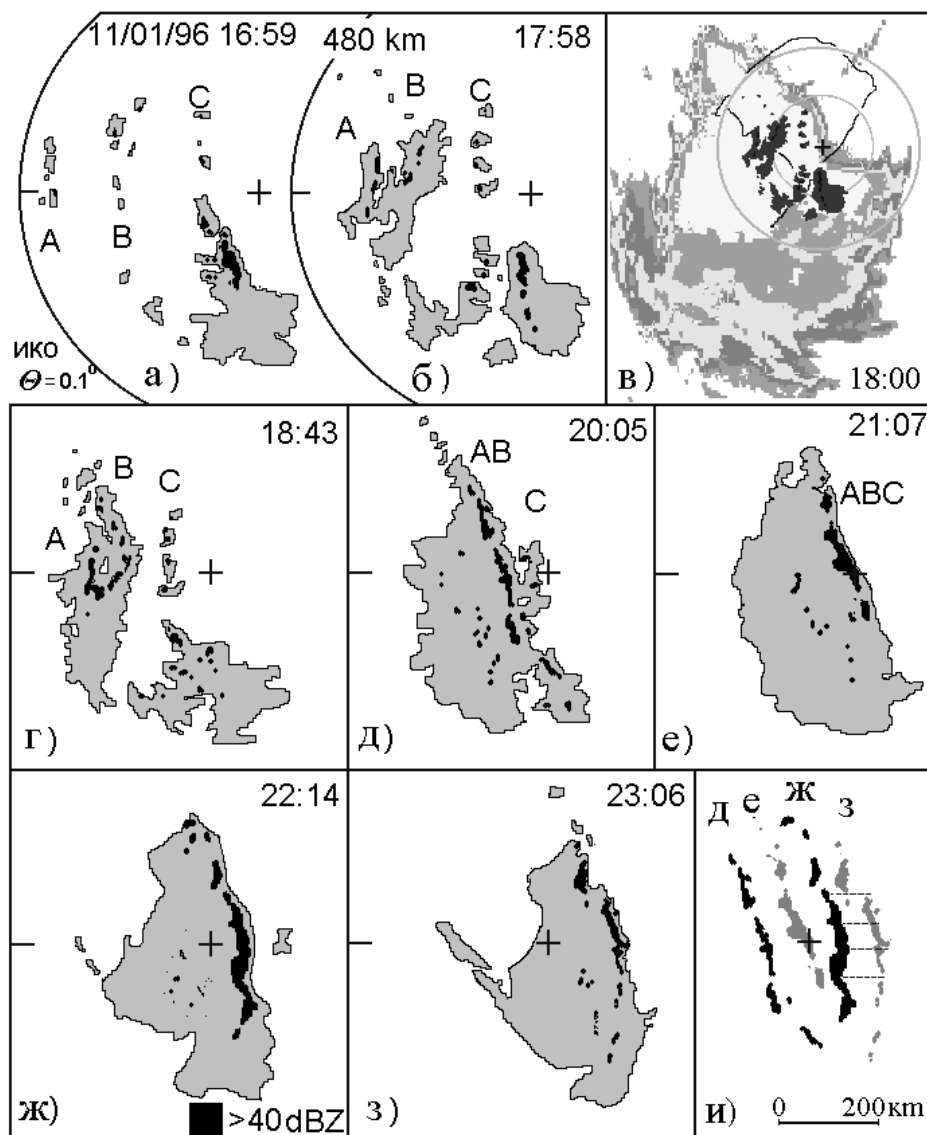


Рисунок 4.1 Эволюция линий шквалов 11 января 1996 г.

а), б), г)—з) Нижнеуровневые ИКО в радиусе 480 км от радара;

в) Суперпозиция поля радиолокационной отражаемости и спутниковых изображений в ИК-диапазоне (светлая внутренняя область соответствует  $T < -52^{\circ}\text{C}$ ;

и) изохроны ведущего края МЛШ в соответствующие моменты времени зрелой стадии МЛШ.



В качестве *скорости смещения* МЛШ  $\vec{V}_L$  мы принимали составляющую скорости ее движения в направлении, перпендикулярном к тому краю зоны конвективных осадков, где отмечаются наибольшие градиенты радиолокационной отражаемости. В случае линии А это будет передний по движению край, а в случае линии С наибольшие градиенты окажутся в тылу зоны осадков С. При таком определении линия А, которая возникла около 16 часов местного времени (рис. 4.1 а), смещалась быстрее с  $V_L=22-28$  м/с, догоняя линии В и С, перемещавшиеся медленнее с  $V_L=14-17$  и  $10-11$  м/с, соответственно. Примерно к 20 часам после слияния линий А и В (рис.4.1 е) формируются плотные сегменты повышенной отражаемости, и скорость линии легко определить по изохронам ведущего края. Отметим, что во многих случаях имеет смысл говорить только о средней скорости линии шквалов, определяемой за значительный период времени. Так, при определении скорости по получасовым промежуткам, с 18:00 до 23:00 местного времени наблюдались колебания скорости МЛШ А с периодом около 2 часов, которые достигали 10 м/с, и были связаны со слиянием ведущего края МЛШ с Сб, образовавшимися впереди линии [91]. Средняя скорость линии А в стадии развития была  $V_L=24,4$  м/с, и в этой стадии между 21 и 22 ч, сопровождаясь шквалами до 22 м/с, она прошла район города Пелотас.

Определение скорости МЛШ по изохронам ведущего края является краеугольным камнем многих исследований, а линия рассматривается как двумерный объект. Действительно, из визуального подобия последовательных изображений (см. рис 4.1.е-з) создается впечатление, что линия отражаемостей представляет почти монолитный сегмент, движущийся строго на восток. Между тем почти во всех рассмотренных нами работах игнорируется тот факт, что каждый из сегментов линии состоит из ячеек Сб с конечным временем жизни и смещаются они со скоростью среднетропосферного потока  $\vec{V}_m$ . В этом случае некоторый сегмент линии в исходный момент времени  $t_1$  должен сместиться к моменту  $t_2$  с потоком в некоторое ожидаемое положение,



модули векторов  $\vec{V}_{pn}$  и  $\vec{V}_{pl}$  могут быть определены путем сравнения между ожидаемым положением конвективного региона МЛШ в случае трансляции сегмента с потоком и фактическим положением.

В дальнейшем в тексте работы, кроме специально оговоренных случаев, под *вектором развития* подразумевается его компонента в направлении, перпендикулярном оси МЛШ  $\vec{V}_{pn}$ . Очевидно, что скорость развития — величина переменная, а скорость переноса — относительно консервативная. Считая, что если ориентация линии остается неизменной на значительном промежутке времени, то, сохраняя прежние обозначения, средняя скорость развития может быть рассчитана следующим образом:

$$V_{pn} = V_L - V_{mn} \quad (4.1)$$

Скорость развития будем считать положительной, если направление вектора  $\vec{V}_{pn}$  совпадает с направлением  $\vec{V}_{mn}$ , и отрицательной при противоположных направлениях. Аналогично определяется и знак  $\vec{V}_{pl}$ .

В случае, представленном на рис.4.1, МЛШ А в стадии максимального развития смещалась со скоростью  $V_L = 24,4$  м/с в направлении  $90^\circ$ , т.е с запада на восток. Скорость переноса  $V_m$  составляла 18 м/с, в направлении от  $315^\circ$  в  $135^\circ$  и, следовательно, ее нормальная составляющая равнялась  $V_{mn} = 18 \cos(135^\circ - 90^\circ) = 12,7$  м/с. Следовательно, элементы МЛШ смещались на восток со скоростью 12,7 м/с, т.е. с заведомо меньшей измеренной. Скорость развития в этом случае (см.рис. 4.3 б),  $V_{pn} = 24,4 - 12,7 = 11,7$  м/с, т. е., согласно нашему определению, развитие МЛШ А было *положительно* направленным.

Выяснилось, что существуют случаи, когда перенос и развитие могут быть противоположно направленными. Очевидно, отрицательное развитие  $-2$  м/с и вызывало «торможение» линии С в целом, причем замедление южного сегмента явно выражено (см. рис. 4.1). Исключительным можно

считать случай, изображенный на рис. 4.3 г, когда развитие приводит к тому, что МЛШ движется против перпендикулярной составляющей потока. Данная МЛШ смещалась со скоростью  $V_L = 11,1$  м/с в направлении  $20^\circ$ , тогда как

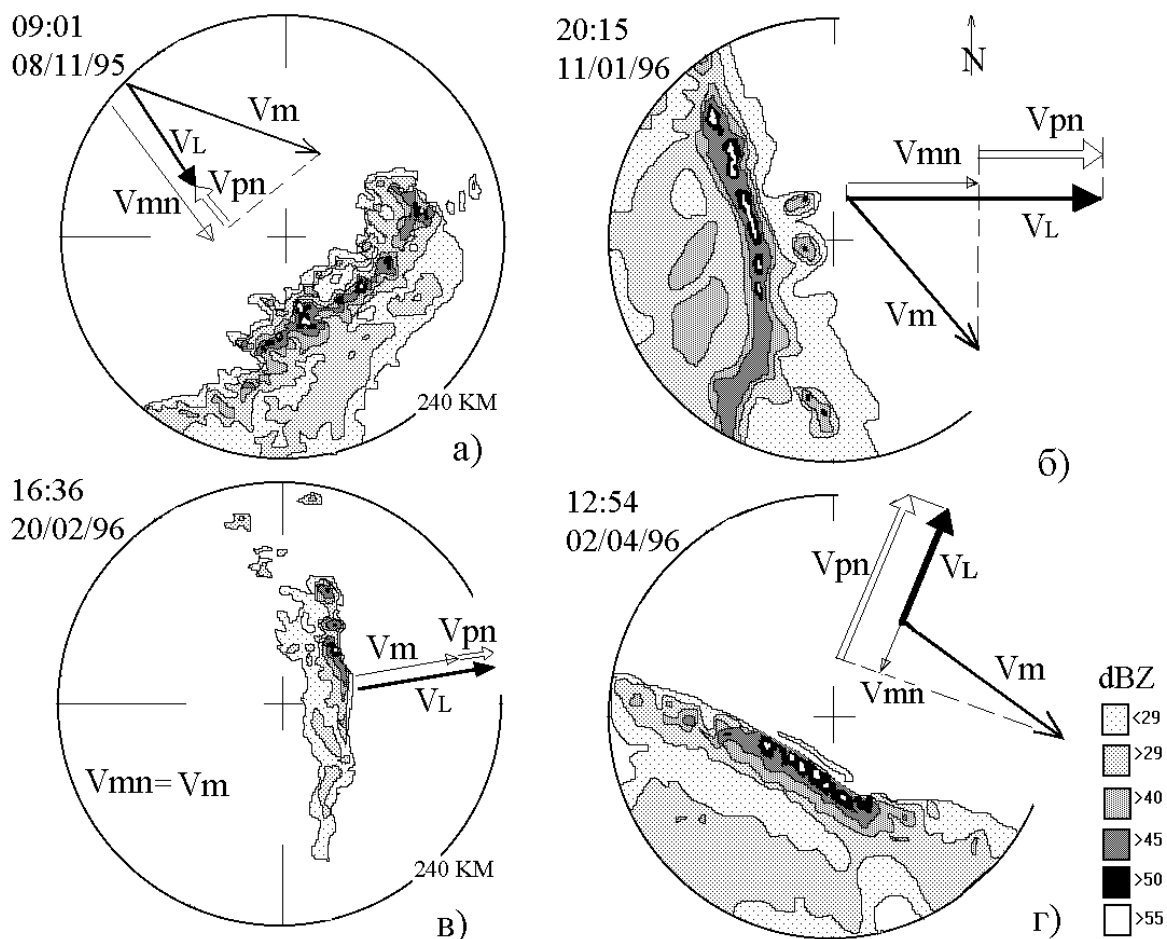


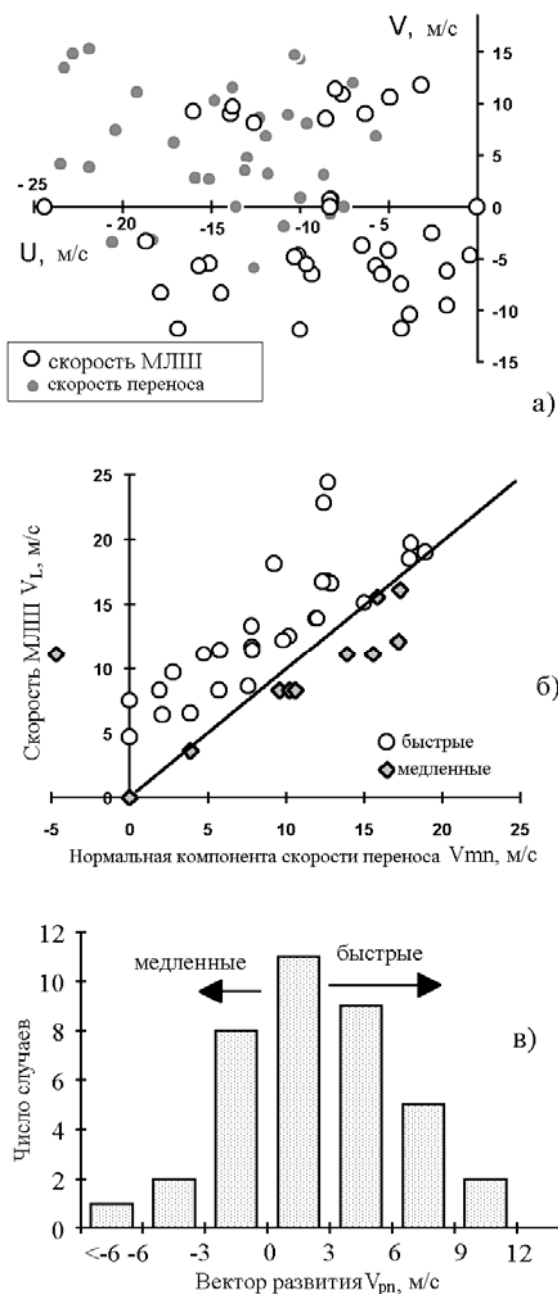
Рисунок 4.3 Примеры ситуаций, встречающихся при определении вектора скорости развития  $V_{pn}$  в зрелой стадии линий шквалов различным расположением ЗОСО

а) – г) «сверхмедленные»; б) «сверхбыстрая»; в) «быстрая» МЛШ.

скорость переноса составляла  $V_m = 18$  м/с, в направлении  $125^\circ$ . В этом случае нормальная компонента переноса к оси МЛШ отрицательная  $V_{mn} = -4,7$  м/с, а модуль вектора развития равнялся  $V_{pn} = 11,1 - (-4,7) = 15,8$  м/с. Направление развития противоположно вектору  $V_{mn}$  и, согласно определению, развитие МЛШ является отрицательным:  $\vec{V}_{pn} = -15,8$  м/с.

Средние векторные и скалярные величины скоростей  $\vec{V}_m$ ,  $\vec{V}_L$ ;  $\vec{V}_{mn}$ ;  $\vec{V}_{pn}$  и  $\vec{V}_{pl}$  представлены в таблице 4.1

## 4.2 Нормальные компоненты переноса и развития МЛШ



Как и в целом по выборке класса L1, скорости переноса  $\vec{V}_m$  исследованных МЛШ имели в основном северное — северо-западное направление от 7,7 до 28 м/с (рис.4.4 а). Средняя скорость переноса и модуль среднего вектора  $\vec{V}_m$  составляют 16,2 и 15,3 м/с, и они близки к их значениям в целом по выборке. В этом смысле таблица 4.1 отражает свойства выборки всех МЛШ. Анализ компонент скоростей  $\vec{V}_L$  показывает, что МЛШ со скоростями от 0 до 24,4 м/с перемещались в основном с запада — юго-запада в соответствии с общей ориентацией систем класса L1 (см. главу 3).

### 4.2.1 «Быстрые» и «медленные» линии

Рисунок 4.4 Соотношение векторов, определяющих движение МЛШ: а) векторов скорости трансляции  $V_m$  и движения  $V_L$ ; б) нормальной компоненты  $V_{mn}$  и  $V_L$ ; в) повторяемость значений  $V_{pn}$

В общем случае скорость смещения МЛШ  $\vec{V}_L$  жестко не связана с вектором

переноса  $\vec{V}_m$ . Наблюдаются случаи, когда линии движутся под большим углом

по отношению к своей оси; в других случаях — в направлении, противоположном их переносу фоновым потоком (см. рис. 4.3). Абсолютные величины скорости МЛШ  $\vec{V}_L$  и скорости переноса  $\vec{V}_m$  могут отличаться на 10 м/с, даже когда эти векторы параллельны.

Таблица 4.1 Средние характеристики мезомасштабных линий шквалов (МЛШ)

Средние величины		Протяженность ЗОСО, км		Вектор развития $V_{pn}$ , м/с				
Количество МЛШ	Общее	ЗОСО $\leq 50$	ЗОСО $\geq 50$	$V_{pn} \leq 0$	$V_{pn} \geq 0$	$V_{pn} < -3$	$V_{pn} > 3$	$-3 \leq V_{pn} \leq 3$
	38	21	17	11	27	3	16	19
$V_L^*$	12,2	11,2	13,5	10,5	12,8	11,4	13,2	11,5
	257,3	258,7	255,5	259,5	256,5	280	245,2	263
$V_m$	16,2	15,5	17,1	16,4	16,1	18,2	16,1	16
	290,4	286,3	295,5	294,6	288,9	306,6	291,8	286,7
$\vec{V}_L$	9,4	8,8	10,0	8,3	9,7	6,7	10,4	9,1
	257,5	258,6	256,4	258,4	257,3	291	250	261
$\vec{V}_m$	15,3	14,5	16,4	15,2	15,3	17,6	15,5	14,9
	291,7	286,9	297,1	294,8	290,7	306,2	294,4	286,9
$\vec{V}_{mn}$	9,3	10,5	7,9	11,0	8,7	9,4	7,1	11,2
$V_{mn}$	9,6	10,5	8,4	11,9	8,7	12,5	7,1	11,2
$\vec{V}_{ml}$	-8,6	-7,1	-9,3	-7,7	-8,2	-3,1	-10,5	-6,8
$V_{ml}$	11,2	9,4	13,5	9,8	11,7	10,5	13,6	9,3
$\vec{V}_{pn}$	2,1	0,7	3,8	-3,6	4,1	-8,5	6,1	0,4
$V_{pn}$	4,0	1,7	6,7	3,6	4,1	8,5	6,1	1,4
$\vec{V}_{pl}^{**}$	-8,0	-5,6	-10,1	-7,2	-8,3	-8,1	-12,4	-4,2
$V_{pl}$	13,6	10,4	15,0	10,9	14,7	11,7	19,6	9,4
ЗОСО, км	55,3	16,6	103	47,5	58,4	120	91,2	14,8

\* число сверху – средняя скорость, м/с; число внизу – среднее направление переноса и среднее направление, откуда смещается МЛШ

\*\* среднее значение подсчитано для 30 случаев, в 8 случаях не было возможно определить  $V_{pl}$

Рис. 4.4 б демонстрирует сравнение модуля скорости  $V_L$  и компоненты скорости переноса в направлении, перпендикулярном оси линии,  $V_{mn}$ , для различных МЛШ. Прямая разделяет случаи, когда линии смещаются быстрее, чем переносятся ведущим потоком (далее «быстрые» МЛШ), от тех, которые смещаются со скоростью, равной скорости переноса или медленнее (далее «медленные» МЛШ). Случаи, которым соответствуют отрицательные величины  $V_{mn}$  означают, что МЛШ движется в противоположном направлении по отношению к переносу своих элементов. Разность между  $V_L$  и  $V_{mn}$ , равная вектору развития  $V_{pn}$  в 27 случаях «быстрых» МЛШ варьирует от 0,1 до 12 м/с, а в 11 случаях «медленных» — от 0 до -15,8 м/с. Исходя из ячейковой структуры МЛШ, интересно выделить те случаи, когда МЛШ явно развивается за счет появления новых элементов. Поскольку характерный диаметр ячейки осадков составляет 5 км при времени жизни 30 минут, то нормальная компонента развития будет обязана появлению новых ячеек впереди или позади по отношению к переносу, только при условии, что она превышает величины  $5 \text{ км} / 30 \text{ минут} = 10 \text{ км/ч} \approx 3 \text{ м/с}$ . Обнаружено, что в половине случаев (19) величина вектора развития незначительна: от -3 до 3 м/с (рис. 4.4 в), а большинство МЛШ со значительным развитием (16) является быстрыми (см. табл. 4.1)

### 4.3 Вектор развития и формирование ЗОСО

Для количественной оценки степени развития зоны осадков слоистообразной облачности (ЗОСО), которая возникает позади либо впереди зоны конвективных осадков (см. рис. 4.3), мы ввели величину «ширина ЗОСО», которая определяется как максимальный размер области слоистообразных осадков с радиолокационной отражаемостью более 29 dBZ в направлении, перпендикулярном оси МЛШ. Как видим из таблицы 4.1, ЗОСО «медленных»

и «быстрых» МЛШ имеют приблизительно равную среднюю ширину 50-60 км. Средняя ширина ЗОСО линий шквалов составляет 55,3 км, из них 21 линия с шириной ЗОСО от 0 до 50 км и 17 МЛШ с ЗОСО более 50 км.

Обнаружено, что эти МЛШ, сопровождаемые протяженными ЗОСО шириной около 100 км, имеют среднюю скорость смещения  $V_L = 13,5$  м/с, что на 2,3 м/с больше, чем МЛШ, имеющие ЗОСО со средними размерами 17 км. Небольшое превышение скоростей линий шквалов, которые обладают ЗОСО, наблюдалось, например, в Швейцарии. Согласно [39] МЛШ в этом случае смещаются в среднем со скоростью 10,7 м/с (без ЗОСО — 8,1) в условиях примерно одинаковой средней скорости фоновых потоков  $V_m$ . В нашем случае скорость переноса  $V_m$  МЛШ «без ЗОСО» была на 1,5 - 2 м/с меньше, чем для сопровождаемых более широкой зоной ( $> 50$  км). Данный результат практически демонстрирует отсутствие зависимости поперечных размеров МЛШ от её скорости и скорости трансляции.

Из таблицы 4.1 видно, что при малых величинах ЗОСО или при его отсутствии скорость линий практически совпадает с нормальной составляющей скорости переноса  $V_{mn} = 10,5$  м/с. Тогда как скорости МЛШ с обширным ЗОСО превышают  $V_{mn} = 7,9$  м/с, на 5,6 м/с. Сопоставляя средние значения, можно было бы заключить, что МЛШ с широкими зонами осадков из слоистообразных облаков смещаются быстрее, чем переносятся фоновым потоком ( $V_L > V_{mn}$ ), т. е. развиваются в направлении пассивного смещения ячеек. В общем это верно для быстро движущихся МЛШ, но 3 «медленные» МЛШ со значительными скоростями развития (см. табл.4.1) также образуют обширную зону осадков слоистообразной облачности – в этих линиях ЗОСО не смещается вслед за конвективным регионом, как в быстрых, а уносится от него потоком (рис.4.3 а), причем направление движения может быть даже противоположным (рис.4.3. д). Следовательно, наиболее правильно сопоставлять ширину ЗОСО с модулем вектора развития. Так, в МЛШ, имевших  $V_{pn}$  по модулю больше чем 3 м/с формировался ЗОСО шириной 90-120 км и, напротив, если скорость развития  $V_{pn}$  по модулю меньше 3 м/с, то как в «медленных», так и в «быстрых» очень



редко отмечается развитие этой зоны осадков.

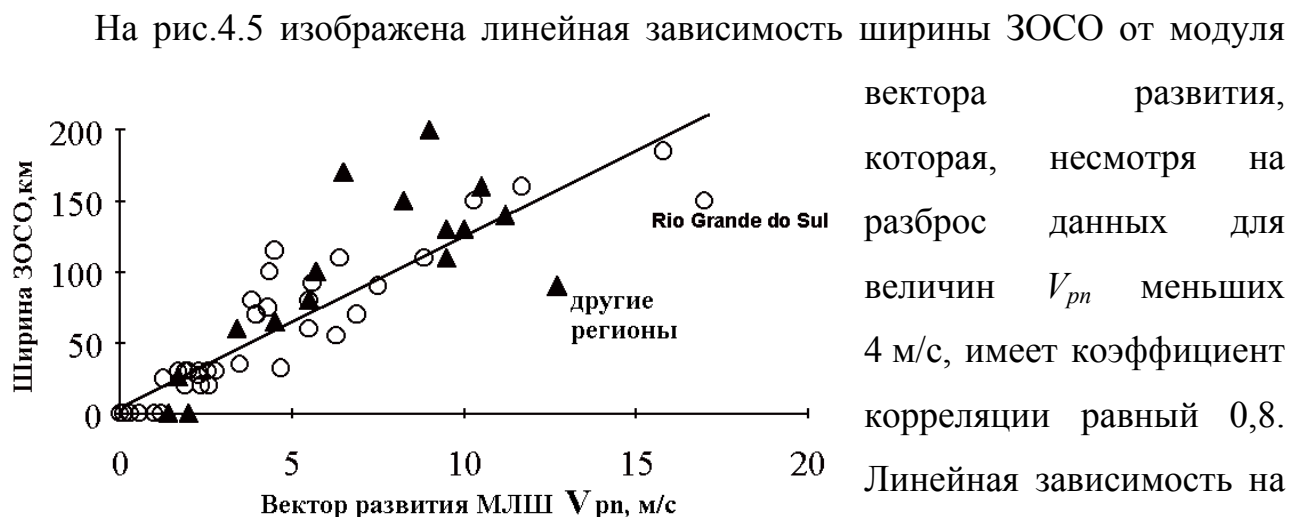


Рисунок 4.5 Зависимость поперечных размеров региона слоистообразных осадков линий шквалов от модуля вектора скорости развития МЛШ. Регрессия построена по данным 38 МЛШ в Рио Гранде до Сул [109]. Оценки для других регионов показаны треугольником

на 1 м/с (или на 3,6 км/ч). Если эта зависимость справедлива и для МЛШ с малой величиной скорости развития (2-3 м/с), то и такие МЛШ формировали бы ЗОСО шириной 30-50 км. Между тем некоторые из них, имея  $V_{pn} = 2,5$  м/с, не образуют ЗОСО в течение своей эволюции. Значительный разброс в результатах при модулях развития  $< 3$  м/с объясняется как неточностью в определении величины скоростей  $V_L$  и  $V_m$  и их направлений, так и процессом диссипации ЗОСО (см. п.4.3), ведущим к исчезновению осадков с отражаемостью 30 dBZ.

Приведем доводы для обоснования универсальности зависимости ширины региона осадков слоистообразной облачности от скорости развития МЛШ для всех климатических зон, где наблюдаются эти системы (см. рис.4.5). Ревизия работ, касающихся линий шквалов умеренных и тропических широт, показала, что данные, изложенные в некоторых из них [99, 101, 102, 105, 140] достаточны для оценки трансляции и развития МЛШ. В качестве оценки  $V_{mn}$  использовались следующие данные:

а) компоненты средней скорости движения отдельных конвективных ячеек, или скорости, определенной методом фрагментов по радиолокационным

вектора развития, которая, несмотря на разброс данных для величин  $V_{pn}$  меньших 4 м/с, имеет коэффициент корреляции равный 0,8. Линейная зависимость на рис.4.5 предполагает увеличение ширины ЗОСО на 12 – 13 км с ростом скорости развития

данным (метод D, см. в таблице 4.2);

б) компоненты средней скорости ветра в слое 700 – 500 гПа (метод S) по аэрологическим данным; а также

в) скорость линии в начальной стадии своего развития (метод IM) – в этот период жизни МЛШ скорость смещения линии  $V_L$  совпадает по величине и направлению с нормальной компонентой скорости переноса  $V_{mn}$ , поскольку когда конвективные ячейки формируют линейную структуру, то развитие обычно идет вдоль оси линии. Оценки [6] нормальной компоненты движения ячеек  $V_{mn}$  при разных типах формирования МЛШ отличаются от скорости смещения линии  $V_L$  не более чем на  $\sim 2$  м/с.

Величины скорости развития, получаемые методами D, S и IM, вполне сопоставимы: например МЛШ ОК76 [140] смещалась со скоростью  $V_L = 12$  м/с и сформировала ЗОСО шириной 150 км. Оценка нормальной компоненты скорости смещения (S) по данным о ветре на уровне 600 гПа составила  $V_{mn} \sim 7,5$  м/с (см. рис.4 в работе [140]), а оценки  $V_{mn}$  по движению конвективных ячеек (D) дали 6 м/с, означая, что вектор развития  $V_{pn}$  находится в диапазоне  $7,5 \div 10$  м/с. Одна из самых исследованных МЛШ эксперимента PRE-STORM, прошедшая 10-11 июня 1985 года Оклахома в стадии зрелости с  $V_L = 14$  м/с, имела ЗОСО шириной 130 км (см. табл.2 [102]). Скорость ветра в слое 700-500 гПа вблизи ведущего края этой линии составляла  $\sim 4$  м/с (см. рис.4 в [99]). С учетом этого вектор развития данной «быстрой» МЛШ составил 10 м/с, что близко к величине вектора развития  $V_{pn} \sim 9,5$  м/с, рассчитанного по разности скоростей смещения линии  $V_L$  в стадии зрелости 14 м/с и в начальной стадии 4,5 м/с [105].

Представленные в табл.4.2 оценки ЗОСО и вектора развития для 15 МЛШ, отмечены на рис. 4.5 символом « $\Delta$ », и в целом следуют тенденции, обнаруженной для МЛШ, наблюдавшихся в штате Рио Гранде до Сул. Особо следует отметить, что большинство из 8 тропических и 7 МЛШ умеренных широт образуют протяженные зоны осадков слоистообразной облачности при больших положительных значениях вектора развития. Так, среди трех линий,

наблюдавшихся в центральной части штата Сан-Пауло, Бразилия ( $\sim 20^0$  ю.ш.), только 2 линии с  $V_{pn} > 3$  м/с имели ЗОСО. Тропические МЛШ на севере Австралии имели ЗОСО 160 и 110 км, при развития  $V_{pn}$ , оцененных по методу IM, 10,5 и 9,5 м/с (рис.18 работы (Rassmusen and Rutledge, 1993 [105])). Лишь в одном случае тропической МЛШ в эксперименте GATE [101] нами определено значительное отрицательное развитие и выраженная ЗОСО.

Таблица 4. 2 Характеристики МЛШ в некоторых регионах мира.

Источник	Дата	Обозначение	$V_{mn}$ , м/с		$V_{pn}$ , м/с	Ширина ЗОСО, км
Smull and Houze, 1985	26/5/76	OK76	7,5 6	S D	7,5 9	150
Heymsfield and Schotz, 1985	2/5/79	OK79	8	D	2	0
Shrivastava et al., 1986	17/6/78	OK78	3,7	D	11,2	140
Braun and Houze, 1994	10-11/6/ 85	OK85	4	S	10	130
Rassmusen and Rutledge, 1993,	10-11/6/85	OK85	4,5	IM	9,5	130
Lin e Johnson, 1994	26-27/6/85	OK85(2)	1 (3,4)	S	3,4 (5,7)	60 (100)
LeMone and Moncrief, 1994	20/6/81	CCOPE6	14	S	-2	0
	17/7/81	CCOPE7	10	S	1,4	0
LeMone, 1983	14/9/74	GATE	-2	S	-4,5	65
LeMone and Moncrief, 1994	22/6/81	COPT22	10	S	9	200
Lafore and Moncrieff, 1989	23/6/81	COPT23	8	S	6,5	170
Rassmusen and Rutledge, 1993	26/11/88	NA88	1,5	IM	10,5	160
	5/12/89	NA89	3	IM	9,5	110
Институт метеорологии, Бауру, шт.Сан-Пауло	5/05/93	SP1	11,7	D	12,7	90
	27/05/94	SP2	11,3	D	-1,7	26
	27/05/94	SP3	8,4	D	5,5	80

Резюмируя, можно сказать, что найденная нами связь между поперечными размерами МЛШ и нормальной компонентой скорости развития в целом будет наблюдаться и в других климатических зонах, а преобладающей модой будут «быстрые» МЛШ.

#### 4.4 К вопросу о генезисе слоистообразного региона.

Линейную регрессию на рис. 4.5 можно интерпретировать следующим образом: максимальная ширина зоны осадков слоистообразной облачности прямо пропорциональна скорости развития  $V_{pn}$ , умноженной на длительность стадии зрелости МЛШ, приблизительно равной 3,5 – 4 часа. Например, при скорости развития  $V_{pn} = 7 \text{ м/с} = 25 \text{ км/ч}$  за это время ширина ЗОСО достигнет 100 км. В некотором смысле данное предположение означает, что все элементы зоны осадков слоистообразной облачности МЛШ развиваются в тех местах перемещающейся со скоростью трансляции воздушной массы, где ранее диссипировали конвективные ячейки, т.е. генезис ЗОСО напрямую связан с конвекцией. Некоторые косвенные подтверждения этого можно найти, если интерпретировать теоретические и экспериментальные результаты с позиции трансляции и эволюции.

Например, Ле Мон и Монкрифф, 1994 [102] на основании достаточно сложной «модели архитипичной МЛШ», пришли к выводу о том, что линейный размер МЛШ должен увеличиваться с возрастанием разности между скоростью системы  $C$  и скоростью ветра  $U$  в верхней тропосфере, измеренного относительно движения системы:  $U = U_1 - C$ , где  $U_1$  — скорость ветра, измеренная относительно земли. Преобразуя упомянутый в [102] параметр к

виду  $2C - U_1 = 2(C - \frac{U_1}{2})$  и предполагая существование в тропосфере

линейного сдвига ветра, можно заметить, что  $\frac{U_1}{2} = V_{mn}$ , т.е. предложенный Ле Моном и Монкриффом, 1994 [102] параметр в нашей терминологии — это удвоенная величина скорости развития  $V_{pn}$  !

Одним из главных доводов в пользу того, что появление элементов ЗОСО происходит в местах, ранее занятых конвекцией – это наблюдения процесса в

некотором смысле обратного, а именно появление в ЗОСО зон без осадков [95]. В [95] показано, что большинство МЛШ с протяженной ЗОСО имеют значительные колебания скорости на промежутках времени около 1 часа. Это приводит к тому, что в ЗОСО появляются неоднородности, т.е. вид её далек от обычно однородных ЗОСО, рисуемых в схемах МЛШ (см. напр. рис.1.7 ).

В качестве примера продемонстрируем появление зон без осадков (ЗБО) внутри ЗОСО фронтальной линии шквалов, наблюдавшейся 6 апреля 1996 г. Элементы МЛШ, представленной на рис. 4.6 а во второй половине стадии

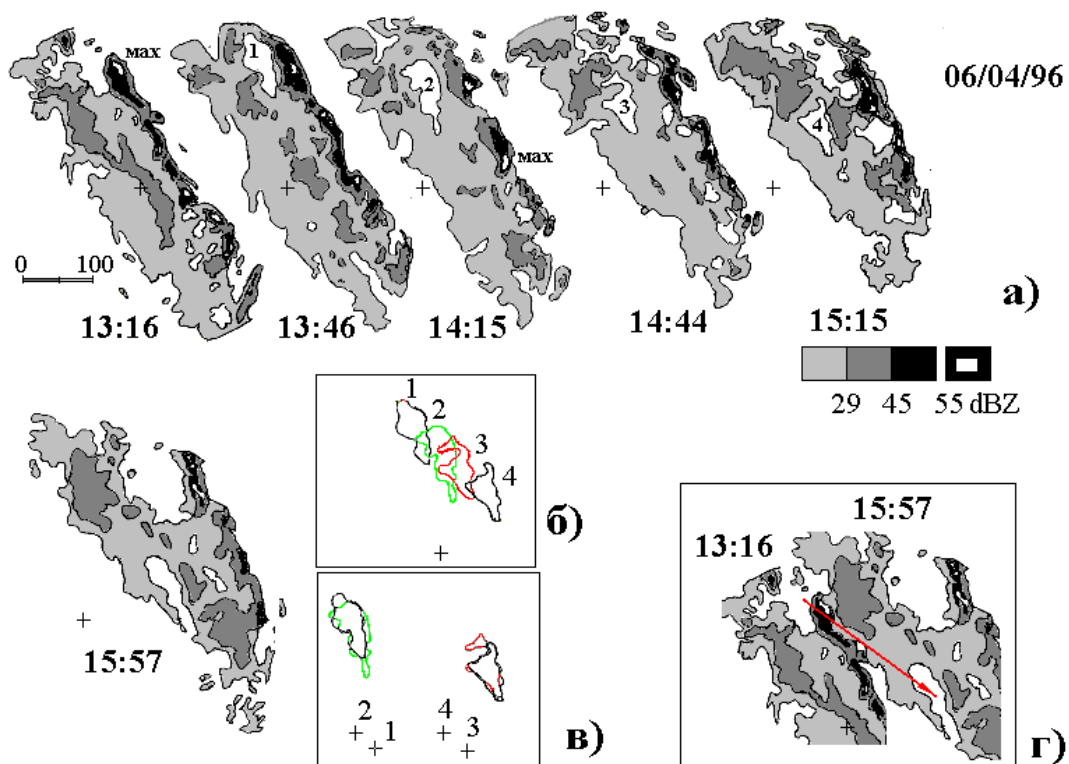


Рисунок 4.6 Появление зон без осадков внутри слоистообразного региона в МЛШ 6 апреля 1996 г.

а) поле  $Z$  линии шквалов на стадии зрелости. Зоны без осадков обозначены цифрами 1-4; б) их суперпозиция относительно радара (+); в) совмещение последовательных положений, скорость смещения может быть вычислена, так же как на [рис. 2.6](#); г) трансляция элемента, находящегося в начальный момент в зоне, свободной от осадков, показывает, что на протяжении всех наблюдений дождей из него не выпадало.

зрелости, переносились потоком со скоростью  $V_m = 26$  м/с по направлению из  $305^\circ$  в  $125^\circ$ , тогда как линия, ориентированная в среднем  $330^\circ$ - $150^\circ$ , имела в этот промежуток времени скорость около 18 м/с, т.е. нормальная компонента

скорости переноса равнялась  $\sim 11$  м/с, а скорости развития - около 7 м/с. Как видим, в 13:16 с северо-запада в радиус обзора входит часть МЛШ с разрывом в линии конвекции и относительно узкой ЗОСО. Разрыв в линии конвекции начинает заполняться ячейками и к 13:46 они сливаются, при этом зона без осадков (1) оказывается внутри ЗОСО и далее прослеживается по крайней мере в течение 1,5 часов. Конвективный регион продолжает развиваться преимущественно на северо-восток, создавая впечатление, что ЗБО 2-4 отстают от него. Возникает вопрос — являются ли ЗБО 1-4 на последовательных снимках одним и тем же элементом ЗОСО? Утвердительный ответ можно обосновать на основании простых построений (см. рис.4.6 б, в и г). На рис.4.6 б показано положение ЗБО 1, 2, 3 и 4 относительно радара: заметно, что формы контура ЗБО в последовательные 30-минутные промежутки времени напоминают друг друга. Совмещая контуры зон (то же делалось ранее (см. глава 2) для определения скорости переноса по фрагментам), можно убедиться (рис. 4.6 в), что если эти зоны — один и тот же элемент ЗОСО, — то они перемещались в направлении  $123^0$  со скоростью 25,5 м/с. Эта величина с удовлетворительной точностью воспроизводит вектор скорости трансляции.

Действительно, если выбрать любую точку на снимке в 13:16 в области без осадков, и сместить (транслировать) её, в направлении переноса к моменту последнего снимка в серии 15:57 ( $\sim 240$  км), то окажется, что разрыв в ЗОСО на последнем снимке — есть та же зона, что и на начальном (рис.4.6 г). Выбирая точки с максимумом отражаемости в шторме в 13:16, аналогично получим, что вторичный максимум отражаемости в 15:57 есть его след через 2,5 часа! Таким образом, показано, что в области воздушной массы (ЗБО), где конвекция не возникала, значимые осадки слоистообразной облачности не появлялись в течение 2,5 часов.

Возникает новый вопрос, почему в конце периода наблюдения ЗБО оказалась в тыловом крае зоны осадков слоистообразной облачности? Ответ на этот вопрос очевиден — тыловая часть облачности ЗОСО не видна на ИКО при низких углах антенны радара, поскольку более старые элементы ЗОСО,

диссипируя, дают все меньше осадков, достигающих поверхности. Оценки скорости диссипации ЗОСО в данном случае дают величину 3-4 м/с, или 10-12 км/ч. Ввиду сложности определения, нельзя утверждать, что средние оценки скорости диссипации находятся в пределах 3-4 м/с, тем не менее данная величина удовлетворительно объясняет тот факт, что в МЛШ с вектором развития меньшим по величине 3 м/с, как правило, ЗОСО не развивается: регион слоистообразных осадков диссипирует приблизительно с той же скоростью.

Если включить в рассмотрение скорость диссипации, то можно удовлетворительно интерпретировать некоторые неясные вопросы, связанные с длительностью стадий мезомасштабных конвективных систем, а также с их размерами. Как было показано ранее, мезомасштабные линии шквалов принадлежат к конвективным явлениям малого мезо- $\alpha$  масштаба с линейными размерами порядка 300 км и периодом конвективной активности порядка 7-9 часов. Действительно, «быстрая» МЛШ с ЗОСО шириной около 100 км имеет скорость развития 7 м/с (см. табл.4.1), что соответствует скорости роста «кластеров» малого мезо- $\alpha$  масштаба [1]. Гипотетически, при скорости развития 25 км/ч (7 м/с) в течение 8 часов МЛШ оккупировала бы зону в воздушной массе шириной около 200 км, тогда как ЗОСО в таких линиях составляет около 100 км. Предполагая, что ЗОСО диссипирует со скоростью 3,5 м/с в течение 8 часов, получим, что к концу этого периода за счет диссипации ЗОСО уменьшится на 100 км. В том случае, если скорость диссипации — величина постоянная, то и сама ЗОСО «исчезнет» примерно за то же время! Постоянство скорости диссипации предполагает следующее: при больших скоростях развития (более 10 м/с), даже при малом времени активной конвекции (скажем 5 часов) остатки ЗОСО могут сохраняться достаточно долго (10 часов) после момента исчезновения конвективных элементов.

Выдвигаемое предположение в некотором роде объясняет несколько фактов, касающихся идентификации мезомасштабных конвективных комплексов (см. табл. 1.3). Мезомасштабный комплекс, согласно [18],

идентифицируется с момента, когда регион низких температур становится более  $5 \times 10^4 \text{ км}^2$ , т.е. соответствует области воздушной массы того же диаметра, что оккупируется конвекцией «типичной» МЛШ за 7,5 часов. Однако, анализируя таблицу 3 работы [18], можно увидеть, что среднее время между появлением первых штормов и временем идентификации МКК составляет около 5,5 часов, т.е. меньше на 2 часа. Это предполагает, что на момент идентификации МКК площадь шапки перистых облаков почти в 2 раза больше, чем возможная зона интенсивных осадков  $25 \text{ км/ч} \cdot 5,5 \text{ ч} \cdot 36 \text{ км/ч} \cdot 5,5 \text{ ч} = 2,7 \times 10^4 \text{ км}^2$  (см. например, рис 4.1 в). Далее, если сравнивать цикл осадков МКК (рис. 11 работы McAnnelly and Cotton, 1989 [33]), то окажется, что максимальные площади осадков отмечаются через 3-4 часа от момента идентификации МКК (или через 8-9 часов от момента появления первых штормов) и их площадь приблизительно равна  $8,5 \times 10^4 \text{ км}^2$ . Это уже ближе к области потенциального развития конвекции за период её возникновения в «типичной» МЛШ. Предположив, что конвективные ячейки возникают в «типичной» МЛШ на протяжении 9 часов со скоростью  $V_{pl} = 10 \text{ м/с} = 36 \text{ км/ч}$  (см. табл. 4.1) и  $V_{pn} = 7 \text{ м/с} = 25 \text{ км/ч}$ , получим что в системе координат, движущейся со скоростью переноса, область осадков МЛШ займет площадь

$$25 \text{ км/ч} \cdot 9 \text{ ч} \cdot 36 \text{ км/ч} \cdot 9 \text{ ч} = 200 \times 290 \text{ км}^2 = 7,3 \times 10^4 \approx \frac{\pi}{4} (300 \text{ км})^2, \text{ т.е.}$$

область появления конвективных элементов имеет эквивалентный диаметр 300 км. Однако, с учетом диссипации 12 км/ч, область осадков с  $Z = 30 \text{ dBZ}$  будет иметь максимальную площадь около  $2,5 \times 10^4 \text{ км}^2$  – т.е. в 2,4 раза менее площади перистых облаков. Действительно, через 8-9 часов от появления первых штормов, достигают максимума площади осадков МКК интенсивностью 2,5 (5) мм/ч, равные  $5 (2) \times 10^4 \text{ км}^2$ , что близко к рассчитанной выше площади ЗОСО  $2,5 \times 10^4 \text{ км}^2$  развитой МЛШ с учетом ее диссипации (заметим, что



изоконтур отражаемости  $Z=30$  dBZ ограничивает осадки интенсивностью более  $2\div 3$  мм/ч).

Таким образом, осадки слоистообразной облачности значительной интенсивности, расположенные позади (либо впереди) конвективного региона МЛШ, отмечаются в тех местах воздушной массы, где потенциальная неустойчивость в результате конвекции частично реализована, процесс осадкообразования продолжается после прекращения явной конвективной активности в течение значительного времени, сопоставимого с периодом развития конвекции.

#### 4.5 Эволюционная классификация МЛШ

Многими исследователями подчеркивается различие в эволюции МЛШ умеренных широт и тропиков. Для тех или иных целей вводятся классификации, основанные как на скорости движения мезомасштабных линий шквалов, так и на форме пространственного распределения их элементов [6, 24, 39, 87, 101, 102, 103]. Возможно ли построить такую классификацию МЛШ, которая бы отражала основные механизмы развития МЛШ, и воспроизводила ранее полученные результаты?

Основываясь на направлении и абсолютной величине вектора развития  $V_{pn}$ , который определяет формирование и протяженность зоны осадков слоистообразной облачности, с учетом предполагаемой диссипации ЗОСО, можно предложить *эволюционную классификацию мезомасштабных линий шквалов масштаба малый мезо-α*:

1) «Быстрые» линии, или линии с положительным вектором развития, — это линии, в которых вектор развития  $V_{pn}$  *совпадает* по направлению с нормальной компонентой средней скорости переноса  $V_{mn}$ .

«Сверхбыстрые» МЛШ — это быстрые линии с величиной вектора развития более 3 м/с, достаточного для развития ведомой ЗОСО;

2) «Медленные» МЛШ, или с отрицательным вектором развития, — это линии, в которых вектор развития  $V_{pn}$  *противоположен* по направлению к нормальной компоненте средней скорости переноса  $V_{mn}$ .

«Сверхмедленные» МЛШ — это линии с отрицательным вектором развития, абсолютная величина которого, более 3 м/с, достаточна для развития ЗОСО, возникающей впереди линии конвекции.

В качестве примера, раскрывающего потенциал предлагаемой классификации в определении типа мезомасштабных конвективных систем, рассмотрим её на фоне классификаций МЛШ, получивших известность в последние десятилетия, а в п. 4.6 будет представлено доказательство об отличии характера циркуляций в «медленных» и «быстрых» МЛШ. Одна из самых главных причин для введения данной классификация состоит в том, что она помогает ассимилировать разрозненные результаты, а также дает повод для новых исследований. В последующих главах продемонстрированы приложения изложенных концепций в мезоклиматологических реконструкциях полей приземных величин и в прогнозе шквалов (глава 5), а также для интерпретации поля радиальных скоростей, получаемых оперативно с доплеровского радара (глава 6).

#### 4.5.1 Классификации, основанные на скорости смещения МЛШ

Ле Мон и др., 1984 [103] классифицировали МЛШ, наблюдавшиеся в течение эксперимента GATE, на «медленно-движущиеся» (перевод амер. термина «slow-moving») со скоростью смещения менее 3 м/с, «умеренные» (перевод амер. термина «intermediate-moving») со скоростями, от 3 до 7 м/с и «быстро-движущиеся» (перевод амер. термина «fast-moving») со скоростями выше 7 м/с. При этом указывалось, что для последних характерно образование зоны осадков слоистообразной облачности. В нашей выборке (рис. 4.7 а) всего 4 МЛШ были умеренными (3 «быстрых» и 1 «медленная»), тогда как 33

(24 «быстрых» и 9 «медленных») смещались со скоростями, большими 7 м/с, т.е. были «быстро-движущимися» по классификации [103]. Различие

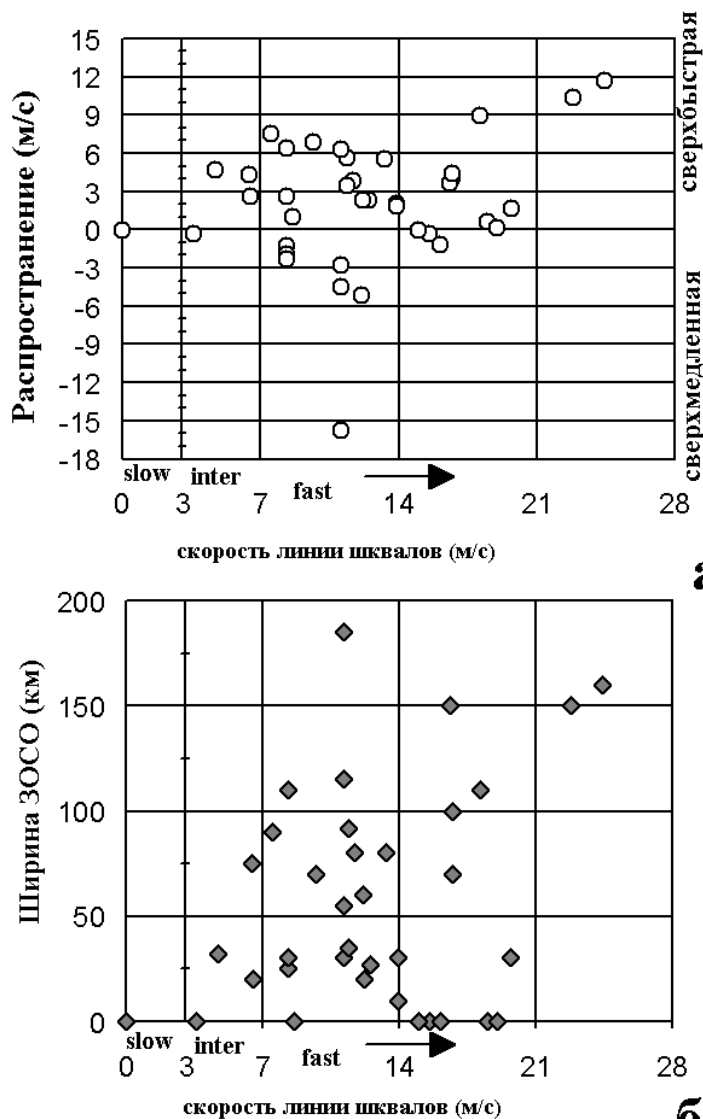


Рисунок 4.7 Анализ эволюционной классификации МЛШ:

- а) соотношение между модулем и знаком скорости развития  $V_{pn}$  и скоростью смещения линии  $V_L$  ;  
 б) соотношение между шириной ЗОСО и скоростью смещения линии  $V_L$  .

при малом значении компоненты  $V_{mn}$  потока такая линия должна смещаться только за счет скорости развития, большей скорости диссипации ЗОСО 3 м/с. Тем не менее почти половина «быстро-движущихся» МЛШ не имела обширной зоны осадков слоистообразной облачности (см рис. 4.7 б)

Основываясь на наблюдениях трех «медленно-движущихся» и трех

классификаций МЛШ, основанных на скорости смещения  $V_L$  и на скорости развития  $V_{pn}$ , очевидно: все «сверхмедленные» по эволюционной классификации, являются «быстро-движущимися» МЛШ по [103]. Скорость смещения МЛШ  $V_L = 6-7$  м/с, введенную в [103] можно было бы рассматривать как наименьшую, необходимую для формирования зоны осадков слоистообразной облачности; из 16-ти «сверхбыстрых» МЛШ нашей выборки только 2

смещались со скоростями, меньшими 7 м/с (6,4 и 4,5 м/с). Минимальный предел скорости «быстрой» МЛШ с ЗОСО – скорее необходимое условие, т.к.

«быстро-движущихся» МЛШ в течение эксперимента GATE, Барни и Чекман, 1984 [98] показали, что «медленно-движущиеся» («быстро-движущиеся») линии были ориентированы почти параллельно (перпендикулярно) сдвигу ветра в нижней тропосфере, в то время как термодинамические характеристики окружения были примерно одинаковыми. Интерпретация данных зондирования, представленных в работе [98], показала, что «быстро-движущиеся» линии смещаются в том же направлении и с большей, чем  $V_{mn}$ , скоростью; тогда как «медленно-движущиеся» двигались на 3-4 м/с медленнее, чем  $V_{mn}$ . Несомненно, что «быстро-движущиеся» и «медленно-движущиеся» линии, наблюдавшиеся в [98], имели в среднем положительную и отрицательную скорости развития, т.е. и по нашей эволюционной классификации, являлись быстрыми и медленными МЛШ.

Буквальное совпадение в терминах нельзя трактовать как обоюдное соответствие классификаций, и, по нашему мнению, это скорее следствие малой выборки в [98]. Различие в классификациях, основанных на скорости смещения МЛШ  $V_L$  и векторе развития  $V_{pn}$ , проявляется в том числе и для линий шквалов, наблюдавшихся в том же эксперименте GATE (см. табл. 4.2). Исследованная в [101] МЛШ смещалась со скоростью 2,5 м/с и классифицирована в [101] как «медленно-движущаяся», однако по нашей классификации она является «сверхмедленной» со значением вектора развития — 4,5 м/с. В течение эволюции этой МЛШ сформировалась зона осадков слоистообразной облачности шириной до 65 км [101, p.1816].

Попытка перенести классификацию, созданную на основании исследований в рамках GATE, в умеренные широты (США, штат Монтана), приводит к противоречию: например, «быстро-движущаяся» МЛШ «SCORP6» (см. табл. 4.2), имея  $V_L = 12$  м/с, не сформировала ЗОСО. При классификации же на основании вектора развития эта МЛШ является «медленной» с небольшим значением модуля вектора развития  $V_{pn}$ , и поэтому зоны слоистообразной облачности не возникло.

Сравнения, приведенные в этом и других параграфах, демонстрируют,

что классификация, основанная только на скорости смещения  $V_L$  ни в одном из упомянутых регионов не отражает таких важных характеристик конвективной системы, как наличие ЗОСО, ее размеры и положение. Формальная классификация по скоростям смещения МЛШ, приводя к неверной интерпретации явления, способствует непродуктивному поиску связи между скоростью МЛШ и шириной ЗОСО, а также к игнорированию того, что элементы МЛШ движутся со скоростью переноса. В то же время, анализируя величину и направление вектора развития  $V_{pn}$ , можно уверенно интерпретировать эволюцию МЛШ тропических и умеренных широт.

#### 4.5.2 Морфологические классификации МЛШ.

Морфологические классификации МЛШ, использующие видимые особенности распределения радиоэха [6,39] в горизонтальной плоскости на какой-либо из её стадий жизни, в значительной мере субъективны. Так,

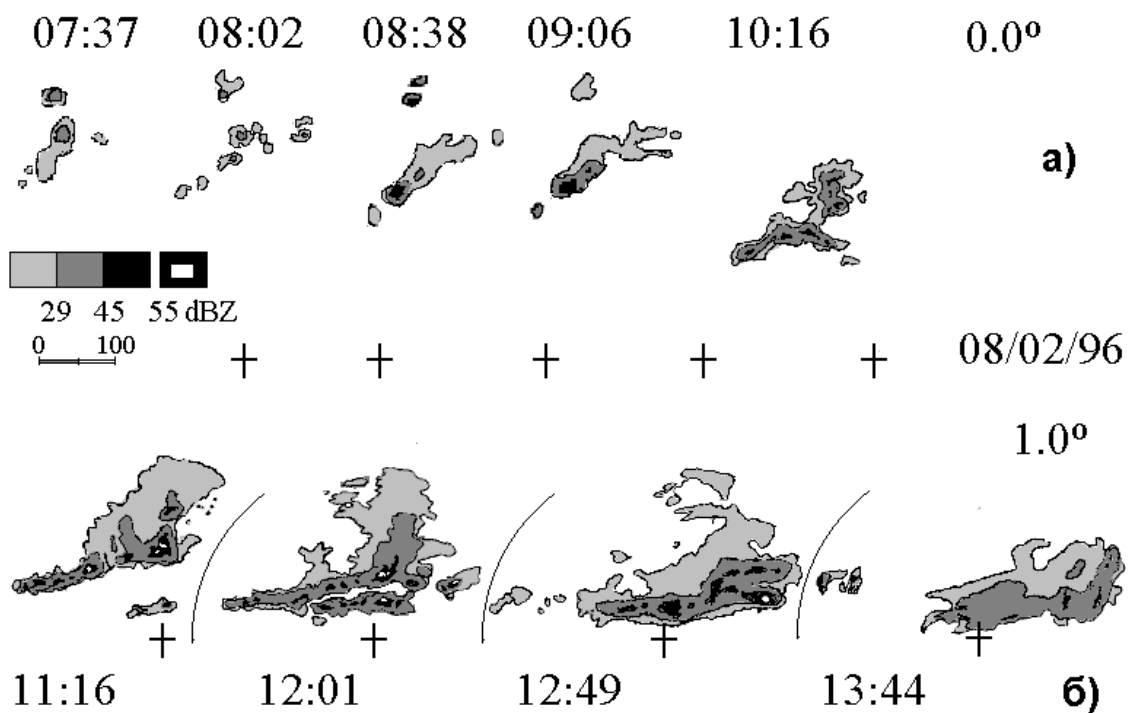


Рисунок 4.8 Стадии формирования и зрелости линии шквалов 08/02/96. (см. текст).

идентификационные схемы, представленные на рис. 1.6 и 1.8, при практическом применении наталкиваются на трудности типизации всего многообразия эволюций поля радиоэха.

*а) стадия формирования (ранняя)*

Один из недостатков применения типизации линий шквалов [6] на стадии формирования – это игнорирование масштаба явлений. Под определение МЛШ подходят как сами МЛШ (класс L1), так и отдельные мультячейковые шторма класса N1.

Здесь мы рассмотрим лишь вопросы практического применения [6] к исследованным нами МЛШ (см. п.1.4.1 главы 1). На рис. 4.8 представлены отдельные фрагменты эволюции «быстрой» МЛШ, развивавшейся к северо-западу от радара с 7:30 до 15:30 часов 8 февраля 1996 г. Скорость переноса линии составляла около 15,6 м/с из азимута 295<sup>0</sup>. В течение 2-х часов от начальной стадии (рис. 4.8а) тип формирования сменился с «broken areal» (07:37) на «broken line» (08:02), продолжая развитие по типу «back-building» (08:38-09:06) и формируя примерно к 09:30 линию шквалов. Однако, примерно с 9:50 началось формирование поперечной линии и в 10:16 структура поля приобретает вид, лишь отдаленно напоминающий линейную форму. Только к началу стадии зрелости (рис. 4.8б), практически совпадающей с моментом достижения максимальных параметров, в 11:30-11:50 линия приобретает «типичную» форму МЛШ. Заметим, что к моменту регистрации максимальных параметров, на переднем крае быстрых МЛШ часто появляются интенсивные Св. Иногда это «суперячейки», а в случае на рис. 4.8 появляется линия ячеек – мультячейковый шторм (см. также рис.1.11) Данная линия, развиваясь на север, сливается с МЛШ (около 12:30) и с 13:30 ее интенсивность заметно ослабевает.

Как видно из рис. 4.8, преобладающим типом развития на стадии зрелости был «back-building»: новые ячейки возникали в тылу (по направлению движения) у предыдущих. Переход к такому типу формирования на стадии зрелости наблюдался даже тогда, когда формирование МЛШ шло внутри

ЗОСО, подобно типу «embedded areal» (см. п.1.4.1). Эти и многие другие наблюдения ранней стадии МЛШ убеждают, что типизация [6] достаточно условна. В табл. 4.3 представлена типизация наших МЛШ согласно схеме на рис. 1.6,

*Таблица 4.3. Классификация типов формирования МЛШ в Рио Гранде до Сул по (По работе Блустайна и Джайна, 1985 [6])*

Тип МЛШ	“быстрая” (“сверхбыстрая”)	“медленная” (“сверхмедленная”)	всего (сверх)	всего, %
back-building	13(9)*	5(2)*	18(11)	47[33]*
broken areal	7(5)	3(1)	10(6)	26[20]
broken line	5(2)	1(0)	6(2)	16[35]
embedded areal	2(0)	2(0)	4(0)	5 [12]

\* в квадратных скобках указано количество из работы [6]

причем при смене характера поля выбирался тип, преобладающий к моменту формирования линейной структуры. Как видим из таблицы, большинство МЛШ (18), наблюдавшихся в Рио Гранде до Сул, отнесено к типу «back-building» (см. табл.4.3). Возможно, региональные отличия или разница в определении МЛШ, повлияли на то, что в нашей выборке относительное количество линий (47%) с таким типом формирования больше, чем в [6].

Важно отметить, что МЛШ, в которых развивается обширная ЗОСО, формировались преимущественно как «back-building» (11 случаев) или как «broken areal» (6 случаев). По этим оценкам, можно было бы заключить, что 60% линий, формируясь таким путем, затем трансформируются в «сверхбыстрые» или «сверхмедленные». Очевидно, что основывать прогноз появления линии с обширной ЗОСО на столь небольшом превышении вероятности нельзя. Работы последнего времени в целом подтверждают это. Так, Хилдендорф и Джонсон, 1998 [100] обнаружили, что 12 МЛШ с асимметричным расположением конвективной зоны и ЗОСО, наблюдавшихся в эксперименте PRE-STORM, развивались из поля радиоэха, характеризуемого на начальной стадии как «broken areal», «back-building», «broken line» и

«intersecting bands» (пересекающиеся скопления), почти в равной пропорции. Однако стадия формирования дает дополнительные прогностические возможности: при условии сохранения ориентации скорость смещения линии  $V_L$  на этой стадии может использоваться как оценка  $V_{mn}$ , что для «быстрых» МЛШ является одновременно её минимальной скоростью. Такие оценки полезны, как показано в главе 5, для прогноза максимальной скорости ветра при прохождении МЛШ.

*б) зрелая стадия : асимметрия МЛШ*

Подразделение МЛШ на системы симметричной и несимметричной формы введено в работе [24] и подробно описано в главе 1. Степень симметрии определяется смещением центра «ведущего конвективного региона» относительно центра «ведомой ЗОСО». В Оклахоме [24] в большинстве асимметричных систем конвективный регион располагается к югу или юго-западу по отношению к зоне осадков слоистообразной облачности. Асимметричные МЛШ [8] обычно формируются по типу «back-building», когда новые более интенсивные ячейки возникают на юго-западном фланге МЛШ. Классификация [24] инициировала цикл работ, объясняющих асимметричную эволюцию МЛШ. Например, Скамарок и др., 1994 [106], базируясь на численном моделировании, объясняли асимметрию влиянием силы Кориолиса, которая, во-первых, отклоняет восходящий поток, направленный от фронта в тыл к линии, на север, что ведет к аккумуляции там гидрометеоров и воздуха с положительной плавучестью и, во-вторых, отклоняет нисходящий поток холодного воздуха, направленный от тыла линии к фронтальной части на юг, где и возникают новые конвективные ячейки.

С другой стороны, если элементы ЗОСО появляются на местах, ранее занятых конвекцией, и смещаются со скоростью переноса, а перемещение конвективного региона связано с его развитием, то асимметрия МЛШ может быть объяснена несколько иначе, с позиций соотношения векторов скорости переноса и развития. В большинстве МЛШ, наблюдавшихся в Рио Гранде до



Сул, имела место отрицательная *параллельная* компонента вектора развития  $\vec{V}_{pl}$  (см. табл. 4.1), в отдельных случаях ее модуль достигал 30 м/с, как например, МЛШ на рис. 4.6. Средние величины модуля  $V_{pl}$  ( $\sim 10$  м/с) в основном больше, чем модуль *перпендикулярной* компоненты вектора развития  $V_{pn}$ . Предположим, что МЛШ имеют достаточную для формирования ЗОСО нормальную компоненту вектора развития  $V_{pn}$ , а также значительную по величине параллельную компоненту  $V_{pl}$ , которая направлена противоположно составляющей вектора скорости переноса  $V_{ml}$ , тогда МЛШ будет иметь асимметричную форму в конце стадии зрелости. Примеры асимметричных МЛШ в стадии зрелости можно было видеть в случаях, изображенных на рис. 3.10, 4.1 з, 4.6 а, 4.8 б. Поскольку в большинстве случаев, исследованных нами, конвективные ячейки и зона осадков слоистообразной облачности смещаются со скоростью переноса с запада — северо-запада, то отрицательная параллельная компонента вектора развития  $V_{pl}$  способствует к тому, что зона осадков слоистообразной облачности в «сверхбыстрых» МЛШ будет расположена к юго-западу по отношению к конвективному региону.

Расположение конвективных осадков к северо-западу и северной части МЛШ в южном полушарии в противоположность распределению зон осадков в МЛШ северного полушария, по-видимому, является следствием правила, общего для обоих полушарий: большинство мультячейковых штормов «смещаются» вправо по отношению к направлению скорости переноса, тогда как в южном полушарии — влево. По нашему мнению, главным фактором лево-право-сторонних движений является то, что в условиях значительной скорости переноса, развитие штормов (и МЛШ) вдоль своей оси «стремится» компенсировать перенос объекта от источника тепла и влаги, движущегося с меньшей скоростью. Тогда при прочих равных условиях, степень асимметрии между ЗОСО и интенсивной конвекцией будет более выражена в условиях большей скорости переноса.

Если это так, то легко поддаются интерпретации результаты работы [24], где окружающие условия асимметричных и симметричных МЛШ характеризует одинаковая энергии неустойчивости (CAPE)  $\sim 1200$  Дж/кг, примерно одинаковая ориентация с ЮЗ на СВ (азимут  $220^0 - 40^0$ ), но окружение первых отличает большая величина сдвига ветра в слое от 0 до 6 км: 17,6 м/с в сравнении с 14,9 м/с для вторых. Положим, что скорость ветра на уровне 6 км близка к скорости переноса  $V_m$ , тогда из таблицы 9 и рис.25 в работе [24] следует, что в случае симметричных МЛШ модуль нормальной компоненты вектора скорости переноса  $V_{mn}$  равен 10,2 м/с и приблизительно равен модулю параллельной компоненты вектора скорости переноса  $V_{ml}$  (10,9 м/с), а в случае асимметричных систем параллельная компонента

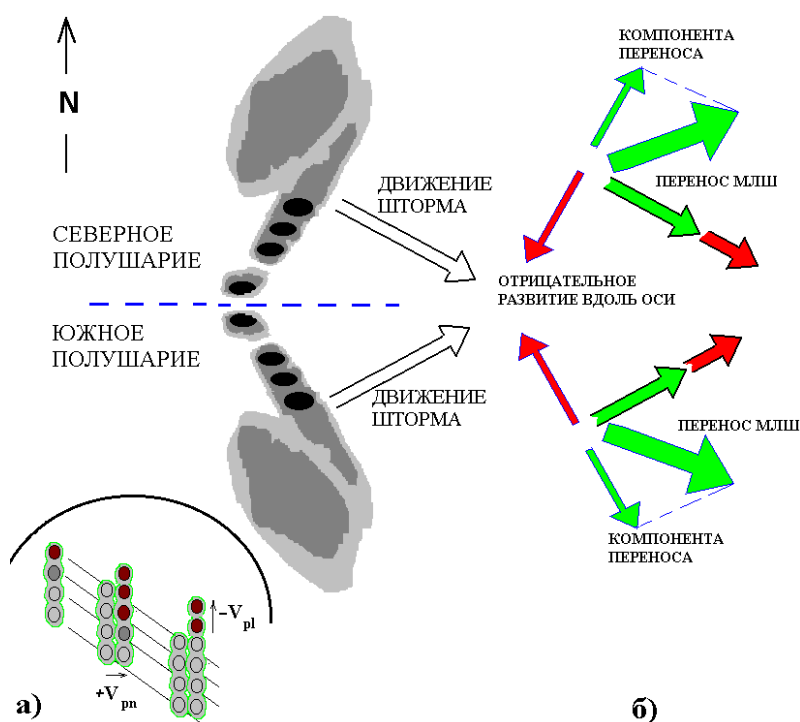


Рисунок 4.9 К вопросу о роли параллельной компоненты скорости переноса в появлении асимметричной формы линий шквалов: а) схема, аналогичная изображенной на рис.4.2, но показывающая отдельные элементы МЛШ; б) возникновение асимметрии МЛШ южного и северного полушария в связи с наличием параллельной компоненты вектора скорости развития, ведущей к появлению «право-лево-движущихся штормов».

приблизительно вдвое больше нормальной компоненты вектора скорости переноса:  $V_{ml} = 15,95$  м/с и  $V_{mn} = 7,4$  м/с !

На рис.4.9 б схематически изображено развитие сверхбыстрых МЛШ в северном и южном полушариях. В северном полушарии преобладает перенос с юго-запада, а МЛШ преимущественно ориентированы с Ю-ЮЗ на С-СВ. В южном полушарии преобладает перенос с северо-запада, а линии шквалов ориентированы с С-

СЗ на Ю-ЮВ. Наличие отрицательной параллельной компоненты вектора развития приводит к формированию асимметрии. Можно сказать, что МЛШ в Рио Гранде до Сул – не простое «зеркальное отражение» линий шквалов умеренных широт северного полушария, но они как сказочный «мнимый образ» не только отразили лишь правдивые сведения об объекте, но и выявили новые фундаментальные свойства этого объекта. Например, сравнительно недавно Джонсон, 2001 [134] (знакомый с нашей классификацией с 1996 г.) также пришел к выводу, что к концу стадии зрелости все МЛШ, наблюдаемые в PRE-STORM, становились асимметричными.

#### 4.6 Структура движений квазидвумерных МЛШ с ЗОСО

Важным подтверждением для подразделения МЛШ на сверхмедленные и сверхбыстрые МЛШ является существенная разница в характере мезомасштабных циркуляций и в распределении горизонтальной завихренности  $\xi$ . Для определения горизонтальных  $U(x)$  и вертикальных  $W(h)$  скоростей движения были использованы вертикальные сечения, сделанные под углом наклона антенны радара  $\theta \leq 14^\circ$  в направлении, перпендикулярном оси квазидвумерных МЛШ. Для удобства результаты расчетов представлены на сетке с разрешением в 5 раз меньшим, чем исходное: 5 км по горизонтали и 1 км по вертикали. В качестве примеров приводится анализ двух МЛШ с ЗОСО: сверхмедленной (08/11/95 рис. 4.3 а) и сверхбыстрой (11/01/96 рис. 2.5, 4.1 е-ж). Выбор объясняется как удачным расположением МЛШ относительно радара в промежутки времени, так и тем, что по совокупности признаков эти МЛШ можно рассматривать как двумерные, к тому же эти линии обладали многими свойствами, характерными для других систем в исследованной выборке (см. глава 6).

##### 4.6.1 «Быстрая» МЛШ

На рис.4.10 представлена структура полей радиолокационной

отражаемости и скорости ветра, а также распределение компоненты горизонтальной завихренности  $\xi = \frac{\partial U}{\partial h} - \frac{\partial W}{\partial x}$  вдоль оси МЛШ, имеющей ЗОСО шириной более 100 км. Начальные данные для расчета получены путем

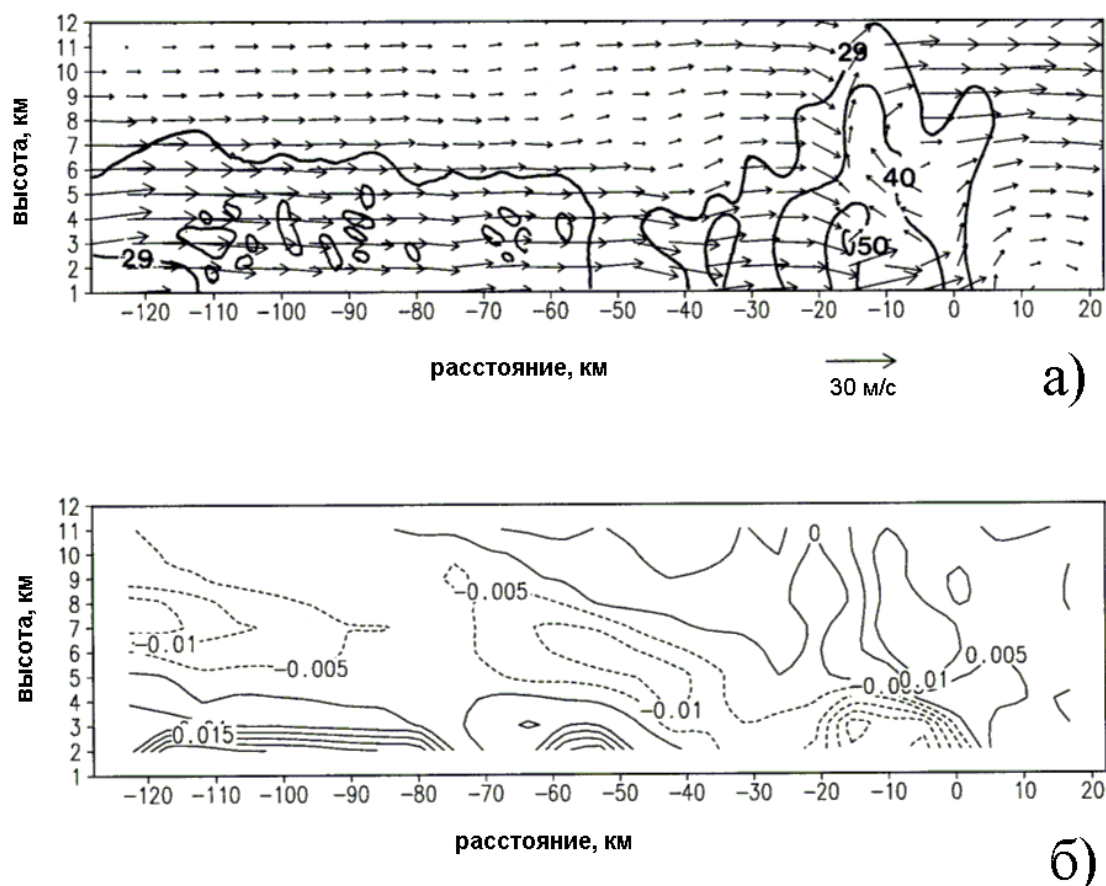


Рисунок 4.10 Движения в квазидвумерной «быстрой» МЛШ: а) векторы скорости движения относительно земли в МЛШ и изолинии р/л отражаемости в dBZ; б) изолинии горизонтальной завихренности в  $\text{с}^{-1}$

комбинации вертикальных разрезов, сделанных с 21:37 до 22:18 местного времени, в моменты, когда ориентация и развитие МЛШ, двигавшейся со скоростью около 25 м/с, были почти постоянны. Структура отражаемости МЛШ является типичной: конвективный регион (на рис.4.10 от 0 до –40 км) отделен транзитной зоной с  $Z \leq 29 \text{ dBZ}$  (–39–55 км) от зоны осадков слоистообразной облачности (координаты –120 до –55 км). Близкой к типичной является и структура движений конвективного региона: восходящие потоки начинаются перед МЛШ на нижних уровнях, отклоняясь в сторону конвективного региона. Заметно, что в передней части конвективного региона

до высот 8-9 км движение частиц определяется в основном вертикальной скоростью, лишь в нижнем километровом слое значительны горизонтальные скорости, связанные с оттоком холодного воздуха от шторма. Заметны восходящие движения в новой конвективной ячейке (локальный максимум изоконтур  $Z = 29 \text{ dBZ}$  на высоте 9,5 км, координата  $x = 5 \text{ км}$ ), которые расходятся на вершине шторма. Восходящие движения достигают максимума около 11 м/с на высоте 5-6 км в конвективной ячейке, имеющей наибольшие высоты изоконтуров отражаемости 29 dBZ и 40 dBZ. Нисходящие движения со скоростями, превышающими 7 м/с, наиболее интенсивны над областью ячейки в стадии диссипации и совпадают с областью наибольшей р/л отражаемости (координата  $x = -20 \text{ км}$ ).

В транзитной зоне и ЗОСО потоки в основном определяются горизонтальной компонентой, и в отличие от переднего края МЛШ горизонтальная компонента ветра уменьшается в слое от 4-5 до 12 км. В тылу ЗОСО на средних уровнях отмечаются локальное усиление скорости ветра до 30 м/с с преобладанием нисходящих движений. Для верхней тропосферы характерны слабые восходящие потоки  $\sim 1-2 \text{ м/с}$ .

Структура поля горизонтальной завихренности  $\xi$  (рис. 4.10б) определяется тремя максимумами завихренности с явной сменой знака по вертикали (координаты  $x$  от 0 до  $-20 \text{ км}$ , от  $-40$  до  $-70 \text{ км}$ , от  $-100$  до  $-120 \text{ км}$ ). В конвективном регионе отрицательная завихренность более  $10^{-2} \text{ с}^{-1}$  на нижних уровнях, очевидно связанная с холодным оттоком (см. рис. 2.5), выше уровня 5 км сменяется положительной  $\xi$ . Два других максимума  $\xi$  расположены в передней части ЗОСО (и частично транзитной зоне) и в тылу области тылового втока. Можно заметить, что область положительной завихренности в средней и верхней тропосфере отделена от ее отрицательных значений узкой полосой нулевой завихренности, имеющей наклон  $5-6^\circ$  к поверхности земли и простирающейся до  $x = -80 \text{ км}$ . В целом такая картина, подобна описанному в 90-х годах распределению горизонтальной завихренности в зрелых МЛШ. Считается, что наклонная область отрицательной завихренности характерна для

большинства МЛШ [105], тем не менее отдельный максимум положительной завихренности, расположенный вблизи переднего края ЗОСО и в транзитной зоне, в известной нам литературе не обсуждался.

#### 4.6.2 «Медленная» МЛШ

На рис. 4.11, аналогично рис. 4.10, представлены изображения «сверхмедленной» МЛШ с  $V_{pn} = -4,5 \text{ м/с}$ . Расчеты основаны на единичном

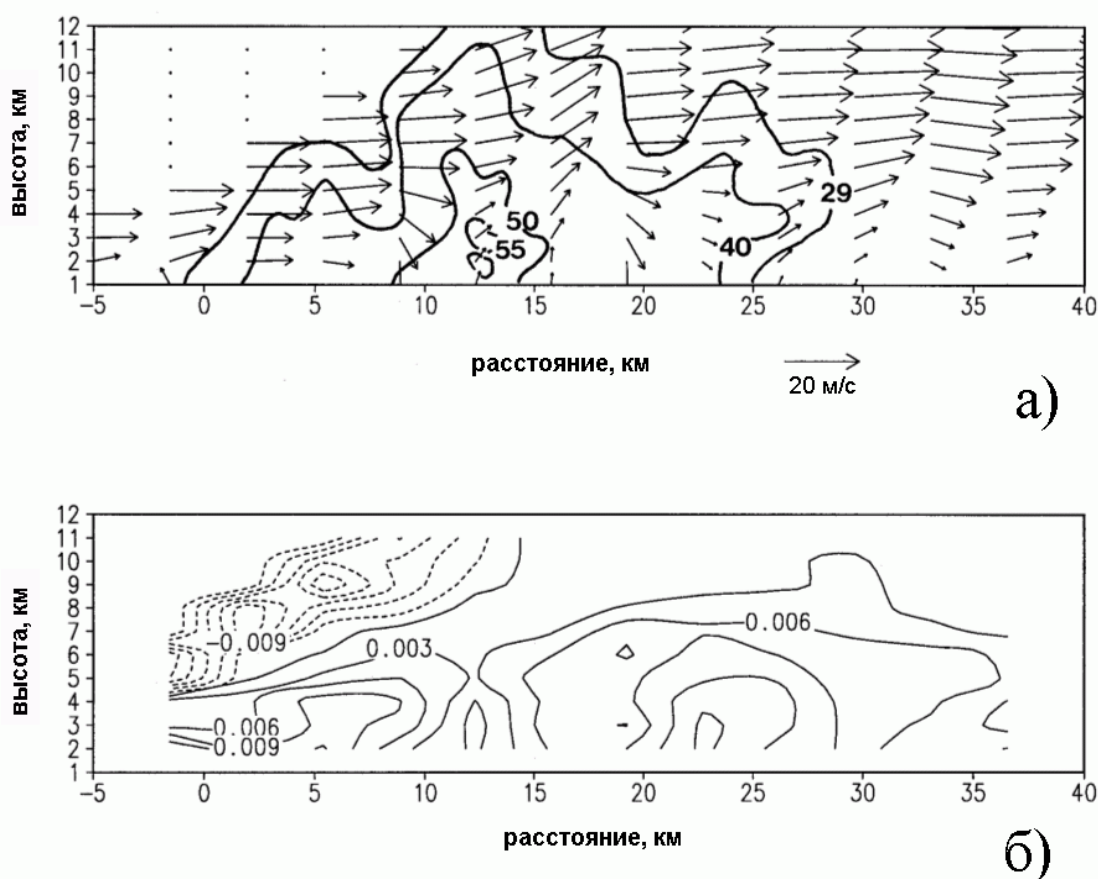


Рисунок 4.11 Движения в квазидвумерной «медленной» МЛШ: а) векторы скорости движения относительно земли в МЛШ и изолинии  $p/l$  отражаемости в dBZ; б) изолинии горизонтальной завихренности в  $\text{с}^{-1}$

вертикальном сечении МЛШ от 08/11/95, сделанном в 7:58 местного времени в азимуте  $140,5^\circ$  почти перпендикулярно оси «медленной» МЛШ (рис.4.3 а). Первое видимое отличие в вертикальной структуре, обнаруживаемое при детальном анализе – состоит в том, что новые ячейки медленной МЛШ, в данном случае относительно низкие, «растут» снизу вверх, тогда как обычно первое радиоэхо появляется на средних уровнях, увеличиваясь затем вверх и

вниз. Отчетливо видна и разница в кинематической структуре «медленной» и «быстрой» МЛШ. Очевидное усиление скорости ветра на средних уровнях в конвективном регионе (вблизи ( $x = 0$ )) приводит к увеличению сдвига ветра в слое от 1 до 4 км, формируя область положительной завихренности. Выше этого слоя знак завихренности меняется, образуя «вихревую» пару с положительными значениями  $\xi$  в нижней тропосфере и отрицательными наверху.

Различие в структуре  $\xi$  «медленной» и «быстрой» МЛШ, очевидно, связано с природой генерации завихренности  $\xi$ : в масштабах конвективной системы она определяются градиентом сил плавучести. Например, положительная плавучесть возникает благодаря конденсации и кристаллизации у ведущего края, что ведет к увеличению втока в конвективный регион. В случае «быстрой» МЛШ он работает против переноса на средних уровнях, а в «медленных», наоборот, усиливает его. Холодные оттоки от системы ведут к увеличению скорости ветра в направлении движения быстрой МЛШ, однако в том и другом случае будут увеличивать абсолютную величину вектора развития. Таким образом, направление вектора развития МЛШ отражается не только в развитии зоны осадков слоистообразной облачности, но и в структуре движений. Тем не менее, если рассматривать движения в масштабе одной ячейки, то они имеют подобную структуру как в «медленной», так и в «быстрой» МЛШ. Максимум положительной скорости 10 м/с находится в зрелой конвективной ячейке ( $x$  от 8 до 18 км) на уровне 5 км, а нисходящий конвективный поток, начинаясь на высоте 4-5 км, совпадает с понижениями высоты контура р/л отражаемости  $Z = 40dBZ$  ( $x = 8$  и 20 км).

#### 4.7 Краткие выводы к главе 4

Проведенное исследование выявило, что для адекватного описания основных свойств мезомасштабных линий шквалов, наблюдаемых в различных географических регионах, необходимо сопоставление скорости смещения

конвективного региона и скорости трансляционного переноса элементов линии шквалов со среднетропосферным ветром и определение компонент вектора развития. Одним из главных индикаторов возможного появления зоны слоистообразных осадков в зрелой стадии МЛШ – это превышение модулем нормальной компоненты вектора развития значения  $\sim 3$  м/с. Последняя величина, очевидно, отражает скорость диссипации зон слоистообразных осадков, которые локализуются в тех местах воздушной массы, где до этого возникали конвективные осадки. Зависимость максимальной ширины ЗОСО от скорости развития в первом приближении линейная и для появления обширной ЗОСО  $\sim 100$  км необходима средняя скорость развития  $\sim 7$  м/с. Анализ горизонтальных и вертикальных движений в МЛШ показал, что «быстрая» и «медленная» по отношению к трансляции линии имеют различный вертикальный профиль горизонтальной завихренности, и с этой точки зрения отражают различные явления, происходящие внутри МЛШ. По многим признакам, предложенная эволюционная классификация линий шквалов, основанная на величине и направлении вектора развития МЛШ, удовлетворительно описывает поведение МЛШ умеренных и тропических широт и в сравнении с современными классификациями легко ассимилирует результаты исследований последнего десятилетия. В частности предсказано, что сверхмедленные и сверхбыстрые МЛШ в конце стадии зрелости будут асимметричными. В дальнейших главах будут раскрыты дополнительные возможности изложенной здесь концепции для интерпретации различных типов данных.



## ГЛАВА 5. ИЗМЕНЕНИЯ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ, СВЯЗАННОЕ С МЕЗОМАСШТАБНЫМИ ЛИНИЯМИ ШКВАЛОВ

Одной из сложных задач метеорологии является краткосрочный прогноз шквалов. Обычно шквалы ожидаются в регионах, где крупномасштабные условия способствуют развитию мощной кучево-дождевой облачности, организующейся в мезомасштабные конвективные системы (МКС). Как известно [53], в умеренных широтах в теплый сезон шквалы связаны с молодыми циклонами, холодными фронтами и фронтами окклюзии, перемещающимися со скоростью 30-40 км/ч, когда перед линией холодного фронта в теплой и влажной воздушной массе возникает вынужденная конвекция. Шквалы также наблюдаются вне явно выраженных фронтальных зон в теплых неустойчиво стратифицированных воздушных массах или в тылу циклона – т.н. внутримассовые шквалы. По аналогии, из условий возникновения типов субтропических МКС в Рио Гранде до Сул (глава 3) следует ожидать, что фронтальные и предфронтальные шквалы чаще ассоциируются с мезомасштабными линиями шквала L1, а внутримассовые – с комплексом локальных штормов N1.

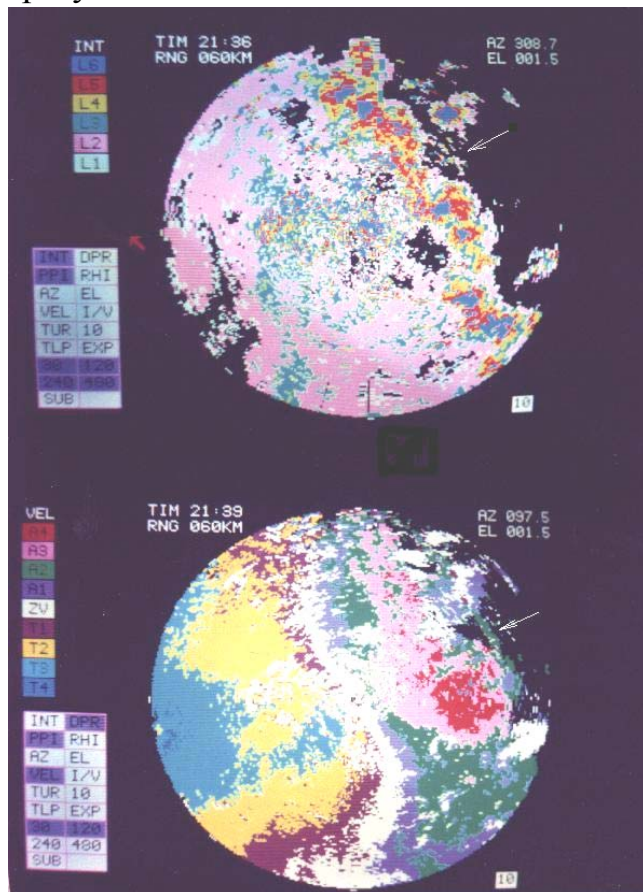
Возникает вопрос, насколько такое деление организации мезомасштабных систем глубокой конвекции отражает интенсивность и частоту возникновения шквалов. Косвенно о том, что тип мезомасштабной организации играет заметную роль в возникновении шквалов, можно судить по результатам, полученным в развитии синоптико – статистических способов сверхкраткосрочного прогноза шквалов с использованием как термодинамических и синоптических предикторов, так и спутниковых и радиолокационных данных [114–118].

Обнаруживается, среди прочего, (Алексеева, 2000 с. 91 [115]), что случаи стихийных гидрометеорологических явлений (СГЯ) со значительным ущербом и без него с точки зрения неустойчивости мало отличимы (максимальная скорость конвекции  $> 25$  м/с и высота конвекции  $\approx 10$  км). Напротив, СГЯ с

ущербом характеризуются скоростями в средней тропосфере – на уровне 500 гПа – в два раза большими: 19 м/с против 8 м/с при СГЯ без ущерба. Как показано в Главе 3, условия повышенных скоростей потока в средней тропосфере характерны для мезомасштабных систем с линейной организацией – МЛШ. О более интенсивных шквалах, связанных с МЛШ, в сравнении с комплексом локальных штормов свидетельствуют и оценки в работе Пескова и др. [116, 117], где определено, что скорость шквалов выше во фронтальной ситуации по сравнению с нефронтальной. При этом предполагается расчет вероятности возникновения шквалов той или иной интенсивности в радиусе обзора радиолокатора, а также локализация зон возможных шквалов на основе ежечасных карт МРЛ, передаваемых синоптику для прогноза.

В локальном шторме одноячейкового, мультячейкового и суперячейкового типа возникновение отдельного порыва ветра связано со зрелой или диссипирующей ячейкой кучево-дождевого облака, когда затрата тепла на испарение капель осадков в относительно сухих и потенциально более теплых нисходящих движениях приводит к охлаждению подоблачного воздуха и его оттоку от ячейки. В мощных мультячейковых или суперячейковых штормах восходящее движение относительно теплого воздуха во фронтальной части облака не прекращается с началом осадков и нисходящих движений, что способствуют образованию новых зон осадков и относительно длительному существованию холодного оттока (от англ. термина «*cold outflow*»), распространяющегося от центра шторма. Передняя часть такого оттока с максимальными значениями скорости ветра называется *мезомасштабный фронт порывистости* (от англ. «*gust front*»), который в свою очередь способствует развитию новых ячеек в авангарде шторма (см. рис.1.2). Несомненно, шквалы, связанные с локальным штормом, очень ограничены пространственно и во времени, поскольку холодный отток от такого шторма не может поддерживаться нисходящими потоками дольше, чем время его жизни, и именно поэтому шквалистое усиление ветра, связанное со штормом, называют собственно *порывами* («*downbursts*» по-английски). Действительно, даже в

выборке 44 наиболее мощных штормов – элементов класса N1 – в регионе исследования [80] среднее время их жизни составляло 2 часа. При упорядоченной конвекции на линиях неустойчивости, отдельные шторма образуют мезомасштабные линии шквалов (МЛШ), и в этом случае порывы



*Рисунок 5.1 Фронт порывистости, движущийся на СВ (указан стрелкой), на ИКО впереди линии шквалов, наблюдавшейся 20/03/94. Вверху ИКО в режиме р/л отражаемости, внизу – в режиме отображения радиальной скорости*

ветра могут наблюдаться на значительных территориях, как минимум в течение нескольких часов.

Довольно часто фронт порывистости опережает ведущий край МЛШ, и радар фиксирует узкие полосы со слабой отражаемостью при прохождении линии вблизи него (см. рис.5.1). Прохождение фронта, «оторвавшегося» от шторма или МЛШ, у земной поверхности приводит к регистрации сухих порывов (от англ. «dry bursts»), в отличие от «мокрых» или дождевых, наблюдаемых в зоне осадков (для оценки масштаба вводят понятия микро- и

макропорывы, для оценки источника «горячие» (от англ. «heatburst») и другие.

В нашем исследовании на основе развитых ранее в работах [77, 104, 109] положений будет показано, что, во-первых, первоосновой для прогноза условий развития шквалов в конкретном регионе является оценка повторяемости шквалов и возможных типов мезомасштабных систем осадков, их генерирующих. Во-вторых, существенное отличие в изменении метеопараметров при прохождении «сверхбыстрых» МЛШ от других типов МЛШ и локальных штормов (элементов класса N1) позволяет типизировать эти

события. В-третьих, такая типизация позволяет реконструировать тип и стадии мезомасштабных систем, генерирующих шквалы, в регионах, не имеющих радиолокационной информации. Кроме того, представление МЛШ как плотностного потока и её наблюдение с помощью доплеровского радара позволяет объективизировать связь между максимальной скоростью ветра у земли и скоростью МЛШ в зрелой стадии.

## **5.1 Кучево-дождевая облачность и возникновение шквалов в регионе**

Для оценки повторяемости возникновения шквалов и реконструкции интенсивности мезомасштабных систем, генерирующих шквалы, уточнения их типа были проанализированы записи анеморумбографа метеостанции г.Пелотас за период с января 1985 по апрель 1986 и с ноября 1987 по декабрь 1995 года (с мая 1986 по октябрь 1987 года архивы отсутствовали), а также соответствующие барограммы, термограммы, и оцифрованные плювиограммы. Таким образом, в выборке отражены шквалы за 10 лет с ноября по апрель и за 9 лет с мая по октябрь.

### *5.1.1 Определение и повторяемость шквалов в регионе*

В начале работы по записям анеморумбографа отбирались эпизоды со шквалами. В общем случае, шквалами называются резкие кратковременные усиления ветра на ограниченных территориях, причем под шквалом обычно подразумевают усиление ветра, длящееся по крайней мере несколько минут, отличая их от порывов ветра длительностью менее 1 мин. Шквалы состоят из порывов, и максимальная «скорость ветра в шквале» – это обычно максимальная скорость ветра, регистрируемая анемометром, т.е. скорость порыва. Поэтому в практике США и других стран «шквалистое усиление ветра» диагностируется только тогда, когда скорость 8 м/с или более поддерживается более 2 мин [31, с.211]. Под шквалом понималось усиление ветра, превышающее 8 м/с относительно предыдущего фонового значения и

длительностью не менее 2 минут. Такое определение позволяло с одной стороны исключить случаи просто сильных ветров, подчас постепенно достигавших 30 м/с в глубоких циклонах, и менее значимые по величине и продолжительности кратковременные усиления ветра. Значительная часть таких шквалов, очевидно, не может фиксироваться в стандартные сроки на метеостанциях, а наблюдения между сроками несут лишь качественную информацию о случаях шквалистого усиления ветра над пунктом наблюдений.

Другим ограничением явилось качество исходного разрешения прибора по времени. Было обнаружено, что значительное количество шквалов имеют явно выраженную тонкую структуру, когда вслед за первым порывом следовал локальный минимум скорости ветра на 5-10 м/с меньший, а затем новое шквалистое усиление ветра. Обычно время между максимумами не превышало 10-15 минут, и определение величины порыва во втором максимуме ветра часто было затруднено из-за ограниченной толщины линии самописца. Исходя из этого, шквалистые порывы, отстоящие во времени не более чем на 20 минут, объединялись в одно событие, а в качестве момента прохождения шквала принимался момент максимума скорости ветра. Всего таким образом было зафиксировано 190 шквалов в 175 днях, поскольку в 11 днях было отмечено по 2 шквалистых усиления и в 2 днях по 3 шквала.

Наиболее часто шквалы на крайнем юге Бразилии наблюдаются в теплый период года с октября по март от 2 до 3 шквалов в месяц, их количество уменьшается к зимним месяцам с минимумом в июле – один случай со шквалом раз в 2 года (рис.5.2). По-видимому, шквалы в марте, октябре связаны с интенсификацией циклогенеза на полярном фронте весной и осенью, а летние с большим количеством дней, когда получают развитие локальные шторма. Предварительное сравнение показывает, что повторяемость шквалов и средняя величина порыва (амплитуда шквала) не зависят от модуля скорости переноса  $V_m$  (рис.5.2 а): так в конце зимы - начале весны при больших скоростях конвективных систем осадков скорость порывов меньше, чем летом,

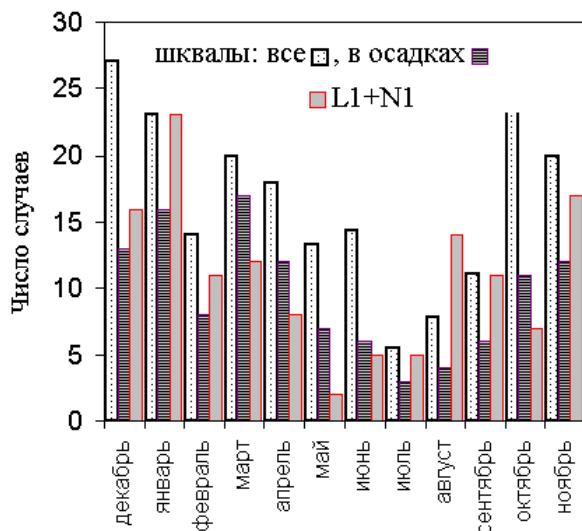
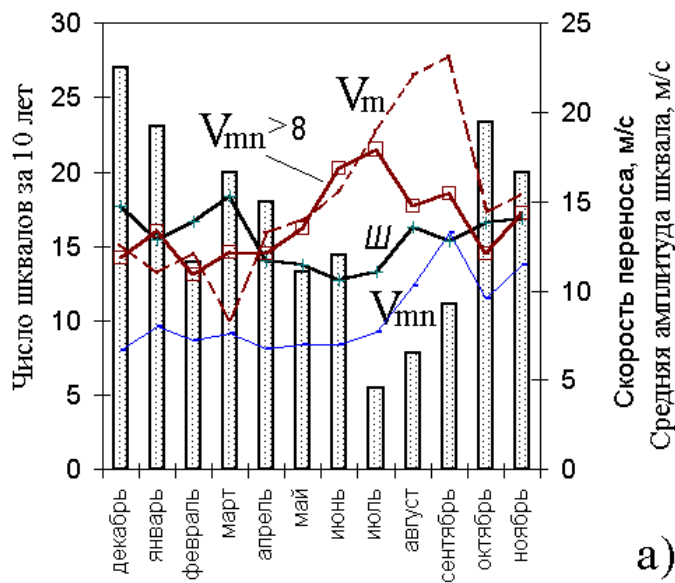


Рисунок 5.2 Распределение случаев со шквалами по месяцам:

а) анализ повторяемости шквалов и годовой ход среднемесячной скорости переноса  $V_m$ ; средней величины нормальной к оси системы осадков компоненты скорости переноса  $V_{mn}$ ; ход  $V_{mn}$ , осредненной по случаям, превышающим значение 8 м/с; ход средней амплитуды скорости ветра в шквале III;

б) связь повторяемости шквалов с сезонным ходом глубокой конвекции

зимний минимум и летний максимум. Очевидно, что дневной ход повторяемости шквалов также определяется фазой развития мезомасштабных

и, наоборот, наибольшие величины шквалов наблюдались в декабре – марте. Предполагая связь скорости ветра в шквале со скоростью смещения систем L1 и L2, видим, что наилучшим приближением к средней величине скорости ветра в шквале является нормальная к оси системы компонента скорости переноса, осредненная для тех случаев, когда  $V_{mn} > 8$  м/с (за исключением июня – июля, когда средние величины мало обеспечены). Исходя из описанного в главе 3, очевидно, что данная величина в большинстве случаев является одновременно и скоростью смещения линий с небольшим по величине вектором развития  $V_{pn}$ .

Наиболее очевидна связь повторяемости шквалов с сезонным ходом глубокой конвекции (рис.5.2 б): обоим графикам характерен осенне-

конвективных систем в течение суток (рис. 5.3). Днем и вечером, в двухчасовые промежутки с 12 до 24 часов возникает по 18-23 шквала, а поздней ночью и утром, с 0 до 12 часов местного времени по 7-13 шквалов. Наибольшее количество шквалов зафиксировано вечером до полуночи, а наименьшее – поздним утром. Таким образом, шквалы наиболее часто случаются во вторую половину дня (67% случаев) на протяжении 6 часов, следуя за максимальным прогревом земной поверхности, наблюдающимся около 16 часов местного времени. Для сравнения на рис. 5.3 а приведено также распределение моментов максимума параметров систем глубокой конвекции, демонстрирующее, что большинство МКС достигает максимума параметров в 14-16 часов, т.е. несколько ранее, чем максимум повторяемости шквалов.

Опуская дальнейшую дискуссию, скажем лишь то, что при проведении интерпретации климатологических выборок опасных явлений требуется тщательное сопоставление их генезиса с типом и стадией мезомасштабных систем. Например, при рассмотрении повторяемости шквалов по сезонам (рис. 5.3 б) обнаруживается существенное различие в положении максимумов. Летом возникает максимум повторяемости шквалов в 12-14 часов. В данном случае это соответствует максимуму повторяемости начальной стадии комплекса штормов N1 в летнее время [81], тогда как максимум повторяемости в 18-20 часов соответствует его диссипации в 19-21 час. Заметным становится и некоторое «квазипериодическое» распределение, по-видимому связанное с длительностью стадий доминирования элементов альфа-кластера (см. рис.В4). С другой стороны моменты максимумов параметров МЛШ более распределены во времени, в том числе и на утренние и вечерние часы. Подходы к детальной классификации типов шквалов и их генезису будут рассмотрены ниже.

### *5.1.2 Роль конвективных осадков в генерации шквалов*

Очевидно, что шквалистое усиление ветра регистрируются не только вблизи зон осадков. По крайней мере в ряде случаев в регионе исследования

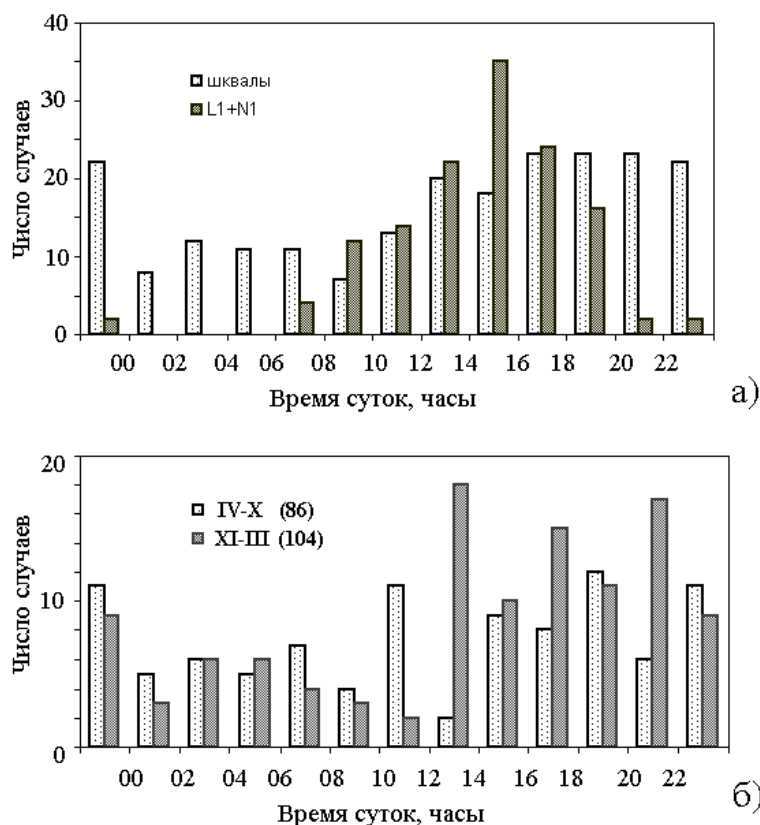


Рисунок 5.3 а) Суточный ход повторяемости шквалов и моментов максимальной интенсивности систем глубокой конвекции (L1 и N1); б) суточный ход повторяемости шквалов в теплый (XI – III) и холодный (VI-X) периоды года

выпадением осадков из конвективной и слоистообразной облачности МЛШ и локальных штормов. В данном случае простое деление на сухие и дождевые порывы не применимо, поскольку пики скорости ветра в данных событиях могли быть связаны и с сухими порывами на несколько удаленном от МЛШ фронте порывистости (см. рис. 5.1). Отдельные локальные шторма, как развивавшиеся перед мезомасштабной линией, так и относящиеся к комплексу штормов, также могут производить шквалы, кроме того, отдельные порывы наблюдаются и в слабых осадках. Исходя из выше сказанного в целях первичной классификации типа события, вызвавшего пик ветра, оценивалась максимальная интенсивность осадков в интервале  $\pm 10$  мин к моменту возникновения пика.

нами зафиксированы фронты порывистости и на значительных (более 50 км) расстояниях от зон конвекции, и при отсутствии облачности как на экране радара, так и на спутниковых изображениях обычного разрешения. Важная практическая задача мезоклиматологии – это оценка того, насколько

шквалы в изучаемом регионе связаны непосредственно с



К осадкам конвективного типа мы относили такие, при которых за 10 минут выпадало не менее 1 мм, т.е. из ячейки выпадали осадки эквивалентной интенсивности  $\geq 6$  мм/час. Данный критерий был выбран исходя из примерного соответствия эквивалентной интенсивности осадков в 6 мм/час радиолокационной отражаемости  $Z = 35$  dBZ, которая обычно регистрируется радаром в зонах конвективных осадков. Осадки интенсивностью от 0,1 мм/10 мин ( $\sim 17-20$  dBZ) до 1 мм/10 мин были отнесены к выпадающим из слоистообразных облаков. При меньших интенсивностях или отсутствии осадков вообще интервал  $\pm 10$  мин считался периодом времени вне «зоны осадков». Таким образом, концептуально случаи «вне зоны осадков» – это пики ветра, случившиеся по крайней мере в 20-минутные перерывы между осадками (что примерно соответствует времени жизни одной конвективной ячейки), либо вне зоны влияния мезомасштабных систем осадков. Заметим, что в среднем конвективные осадки в «шквальной» выборке имели достаточно большую интенсивность  $I \sim 5$  мм / 10мин, что соответствует радиолокационной отражаемости около 47 dBZ. В 60 % случаев в этой выборке интенсивность составляла  $I \sim 3$  мм / 10мин и более ( $\geq 44$  dBZ), а в 25% —  $I \sim 8$  мм/10 мин ( $\geq 50$  dBZ). Из рис.5.2 б очевидно, что сезонный ход дождевых шквалов более близок к сезонному ходу систем глубокой конвекции.

Из 190 шквалов 40% (76 случаев) наблюдалось «вне зон осадков» и 60% (114 случаев) сопровождалось осадками, из которых 75 были ливневыми, а 39 имели меньшую интенсивность (см. табл. 5.1). Детальный анализ 115 случаев со шквалами, отмечавшимися вне зон ливневого дождя, показал, что ещё в 22 случаях интенсивность осадков, соответствующая конвективному типу, наблюдались на станции с задержкой до 1 часа.

Таким образом, по крайней мере около половины случаев шквалистого усиления ветра в изучаемом регионе непосредственно связано с развитием мощной кучево-дождевой облачности.

Роль конвективной облачности в формировании шквалов можно продемонстрировать многими примерами. Как видим из таблицы, «сухие

шквалы» преобладают только в градации от 8 до 11 м/с скорости ветра (~63%), а доля «ливневых» шквалов вырастает в 5 раз в градации скорости шквала выше 17 м/с. Из 33 шквалов со скоростью ветра выше 17 м/с (что соответствует 8 баллам по шкале Бофорта) 21 случай связан с выпадением осадков конвективного типа и по 6 случаев либо не сопровождалось дождем, либо его интенсивность составляла менее 1мм/10мин (см. таблицу 5.1). Заметим, что для 4 случаев «сухих» шквалов, превышающих 17 м/с и не связанных с дождем, имелась радиолокационная информация, подтверждающая развитие мощной конвективной облачности вблизи метеостанции. Вообще, из 10 случаев сильных шквалов  $\geq 22$  м/с, зарегистрированных на метеостанции, 8 были связаны с конвективными осадками, и 2 с дождем из слоистообразной облачности.

Таблица 5.1 Типизация шквалистых усилений ветра по отношению к осадкам

Скорости ветра при шквале, м/с	Всего	Типы шквалов, %			
		«Сухие»	«Дождевые»	«Слоисто- образные»	«Конвек- тивные»
8,0 — 10,9	51	62,7	37,3	21,6	15,7
11,0 — 13,9	58	31,0	69,0	24,2	44,8
14,0 — 16,9	48	41,7	58,3	16,6	41,7
17,0 — 28	33	18,2	81,8	18,2	63,6
Всего по выборке	190	40	60	20,5	39,5

В среднем в «ливнях» скорость ветра при шквале составляла  $14,9 \pm 4,6$  м/с, что несколько больше величины скорости ветра в шквалах, сопутствующих не ливневым осадкам:  $13,0 \pm 4,1$  м/с, а также промежуткам без дождя  $12,0 \pm 3,3$  м/с. Аналогично средним ведут себя и максимальные значения. Максимальный порыв ветра до 28 м/с наблюдался при интенсивности дождя  $I = 4,2$  мм/10 мин; для осадков не ливневой формы максимальный ветер достигал 25 м/с, а в случаях без дождя наибольшая скорость ветра составила «только» 21 м/с.

## 5.2 Изменение метеопараметров при прохождении МЛШ

Результаты оценок предыдущего параграфа убеждают, что наиболее значительные шквалы следует ожидать при прохождении или вблизи от конвективной ячейки. Неожиданно значительное количество случаев «сухих» шквалов и шквалов в ЗОСО, а также то, что ряд шквалов наблюдался в период активной конвекции, но вне зон дождя, очевидно, требует дополнительного пояснения о связи происхождения этих шквалов с особыми мезомасштабными типами и стадиями систем глубокой конвекции. Для детального анализа были отобраны 20 случаев МЛШ, и 12 локальных штормов, наблюдавшихся с декабря 1993 по июнь 1997 года, когда имела серия радиолокационных снимков, зарегистрировавшая прохождение МЛШ над метеостанциями, а также соответствующие барограммы, термограммы, плювиограммы и записи анеморумбографа на метеостанциях г.Пелотас в 17 км юго-западнее радара и г.Рио Гранде, расположенного в 60 км юго-восточнее.

### 5.2.1 Давление, температура и ветер у поверхности земли при прохождении линий шквалов

Среди рассматриваемых 20 МЛШ 9 относились к типу «сверхбыстрые», 6 – к «быстрым», 3 к «медленным» и 2 к «сверхмедленным» линиям. Ход давления на метеостанции при прохождении сверхбыстрых МЛШ в зрелой стадии (9 случаев) особенно примечателен (рис. 5.4 а,б). Первое, что заметно на барограммах – это падение давления, связанное с областью мезомасштабного понижения давления, расположенной перед МЛШ (в англо-американской литературе используется термин «*mesolow*») и обозначенной на рисунке как В. За ним следует резкое повышение давления на передней части линии, которая носит название «ведущий край» и где наблюдаются большие градиенты радиолокационной отражаемости. В 8 случаях сверхбыстрых МЛШ, которые проходили над метеостанцией г.Пелотас, скачок давления  $\Delta P_a$  варьировал от 1,3 до 7,8 гПа со средним значением 3,9 гПа. В зоне осадков слоистообразной облачности (ЗОСО) таких линий давление остается высоким с небольшими

изменениями, образуя мезомасштабную область повышенного давления А (термин «mesohigh» в англо-американских источниках). Вслед за этой областью в ряде случаев отмечается небольшое понижение давления порядка 1-2 гПа,

называемое

«ТЫЛОВОЙ

депрессией» В<sub>W</sub>

(перевод англ.

термина

«wake low»),

которое происходит

сразу за зоной

осадков

слоистообразной

облачности.

Поскольку

большинство

сверхбыстрых МЛШ

начитают свое

развитие после 12 –

16 часов, то высокая

температура воздуха

у поверхности земли

наблюдается вплоть

до прохождения

ведущего края МЛШ, затем

быстро, иногда

скачкообразно убывая. В

среднем этот скачок температуры равен 4,2<sup>0</sup>С по отношению к ее обычному суточному изменению. Что касается изменения скорости ветра, то первый пик шквалистого усиления ветра в сверхбыстрых МЛШ наблюдается вблизи

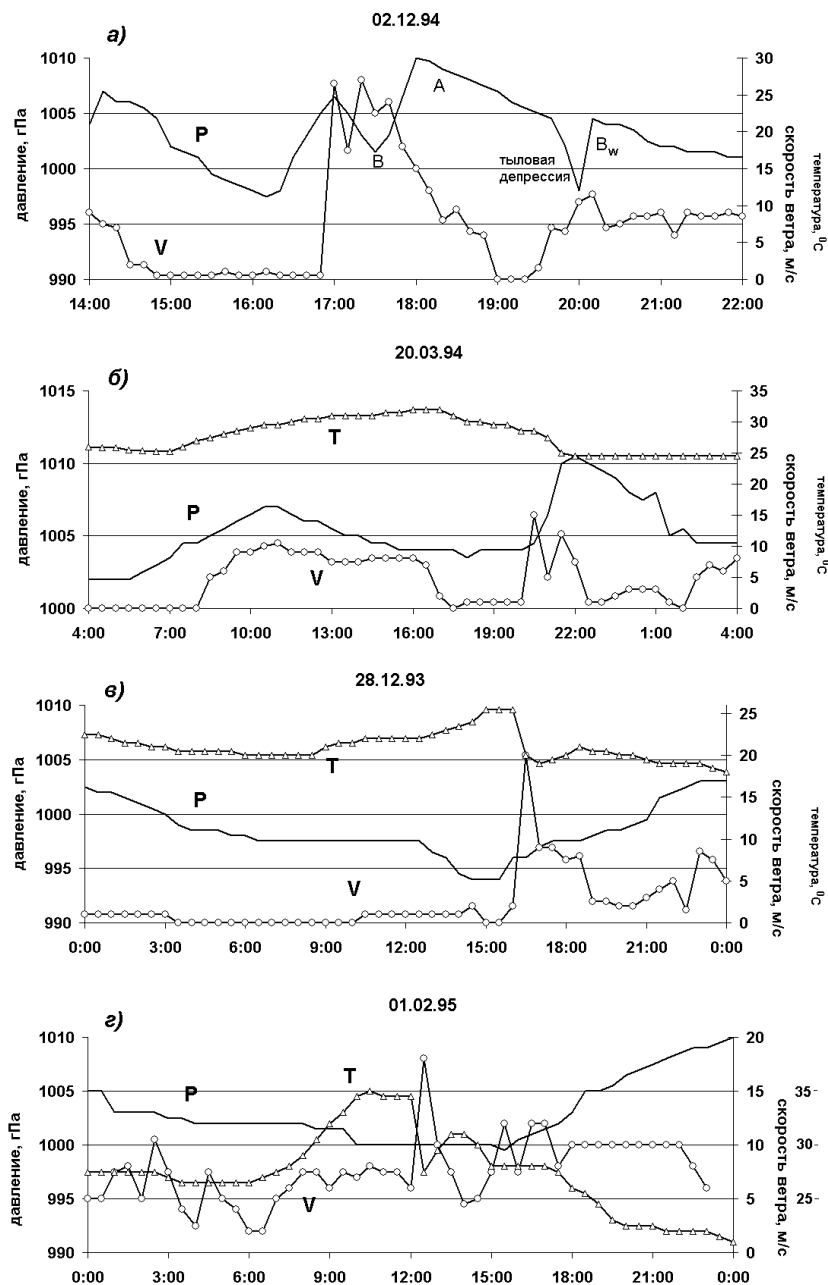


Рисунок 5.4 Ход давления  $P$ , скорости ветра  $V$  и температуры  $T$  на метеостанции г.Пелотас во время прохождения МЛШ

ведущего края, обычно совпадая со скачком давления и падением температуры (рис.5.4 а,б). В ряде случаев наблюдался дополнительный порыв ветра до начала осадков, что, по-видимому, связано с фронтом порывистости, который распространяется впереди сверхбыстрой МЛШ и иногда проявляется на изображениях горизонтального поля радиолокационной отражаемости, полученных при низких углах подъема антенны, в форме тонкой линии (см. рис.5.1). Другое заметное усиление ветра наблюдалось вблизи тыловой депрессии, когда она отчетливо проявлялась на барограммах. Сходный ход давления с зоной А наблюдался в двух сверхмедленных линиях с ведущим конвективным регионом, однако детали их хода давления требуют отдельного обсуждения.

Проанализированные записи хода давления и температуры 6 «быстрых» и 3 «медленных» МЛШ, имевших модуль вектора развития  $V_{pn}$  менее 3 м/с, заметно отличаются от приведенных выше. Такие МЛШ (рис.5.4 в, г) сопровождаются меньшим скачком давления (в среднем 2,3 гПа), чем у «сверхбыстрых» и сравнимым скачком температуры ( $5^0$  С). Часто прохождение линий шквалов этого типа вообще не вызывало скачка давления; очевидно, отсутствовала и тыловая депрессия, о чем говорит и отсутствие второго пика скорости ветра в тылу линии. Поскольку в таких линиях ЗОСО имеет малые размеры, то можно констатировать, что формирование тыловой депрессии тесно связано с развитием ЗОСО.

Однако, прохождение линий этого типа также может сопровождаться шквалами. Так, 28 декабря 1993 года, когда скорость смещения МЛШ  $V_L$  равнялась 19,7 м/с (скорость развития  $V_{pn}=1,7 м/с$ ), порывы ветра достигали 19 м/с (рис.5.4 в). Аналогичные результаты получены и для «медленных» линий.

### 5.2.2. Сопоставление радиолокационной и наземной информации

Радиолокационные и наземные наблюдения на отдельном пункте сопоставлялись между собой с использованием метода пространственно –

временного преобразования (ПВП). Главным допущением является выполнение требования, чтобы характеристики мезомасштабной системы сохранялись в течение определенного промежутка времени. Подразумевается, что облачная система в течение данного промежутка времени смещается с постоянной скоростью  $V$ , а метеорологические параметры, измеряемые в одной точке (т.е. на метеостанции) в различные моменты времени  $t_1 \dots t_n$ , будут теми же, как если бы они были измерены одновременно в различных точках, отстоящих от метеостанции на расстояниях  $V \cdot t_1 \dots V \cdot t_n$ , соответственно.

В данной работе пространственно-временное преобразование представлено в системе координат, движущейся со скоростью МЛШ в стадии зрелости  $V_L$ , либо со скоростью пассивного переноса ее элементов  $V_m$ . Точность воспроизведения с помощью ПВП частных характеристик одной МЛШ возрастает с увеличением скорости ее перемещения, поскольку уменьшается вероятность смены стадий эволюции МЛШ в течение прохождения её элементов над станцией. Выбранные для анализа МЛШ удовлетворяли следующему критерию: при характерном пространственном масштабе вдоль направления перемещения  $L$ , МЛШ должна пройти над станцией по крайней мере за половину интервала времени ее эволюции  $T$ , т.е. скорость смещения системы должна составлять порядка  $2L/T$ . В нашем случае ширина конвективной линии составляет около 30 км, а время жизни локального шторма 1-1,5 часа, т.е. ПВП можно использовать для скоростей смещения выше 40 км/ч.

Действительно, в отобранных случаях развитых МЛШ визуальное изменение формы линии было незначительно. Таким образом, пространственное распределение полей давления, ветра и температуры у поверхности земли в МЛШ, полученное с помощью ПВП, приближается к мгновенному пространственному распределению, которое могло бы быть получено в случае большего количества пунктов измерения.

На рисунке 5.5 показан результат применения пространственно-временного преобразования (ПВП) к скорости ветра у поверхности земли для

различных типов МЛШ в стадии максимального развития. Изображения горизонтального сечения поля радиолокационной отражаемости выбраны в

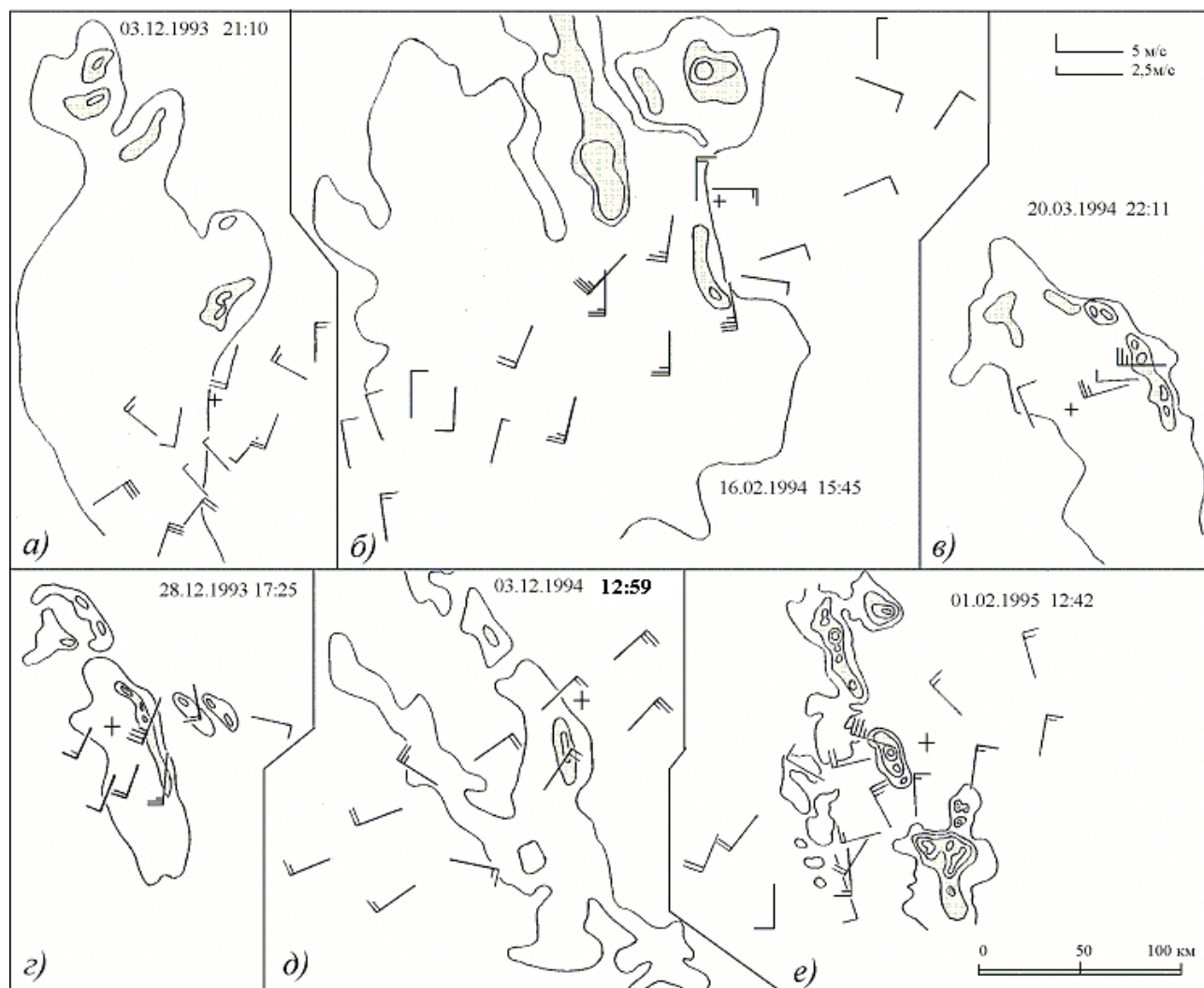


Рисунок 5.5 Пространственно-временное преобразование приземного ветра относительно МЛШ. Флажки обозначают скорость и направление ветра. Крестиком обозначено положение радиолокатора в указанный момент снимка. Внешние контуры радиолокационной отражаемости соответствуют 29 dBZ, отражаемости >40 dBZ заштрихованы.

моменты, наиболее близкие к прохождению ведущего края МЛШ над метеостанцией, и поэтому направление и скорость ветра в точках, расположенных вблизи ведущего края, больше соответствуют пространственному распределению ветра, чем в отдаленных точках. Из рисунка видно, что при приближении ведущего края МЛШ возрастает модуль составляющей скорости ветра, направленной к МЛШ, которая быстро меняет свое направление на противоположное после прохождения зоны повышенной отражаемости. Разница  $\Delta V_n$  между величинами нормальных к ведущему краю

компонент скорости ветра и фиксируемая в точках равноудаленных от него на расстояние  $x = 15$  км в ту и другую сторону составляла от 6 до 18 м/с, т.е. на характерных масштабах шторма наблюдается конвергенция  $\frac{\Delta V_n}{2x} = 2 \div 9 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ .

При этом конвергенция ветра, связанная с прохождением сверхбыстрых МЛШ, в 2–4 раза больше, чем в случае линий, двигавшихся со скоростью пассивного переноса.

ПВП также демонстрирует, что последовательность событий в поле ветра и давления зависит от конфигурации поля радиолокационной отражаемости, проходящего над метеостанцией. Например, из ПВП на рис.5.5 а видно, что над метеостанцией прошла только ЗОСО сверхбыстрой МЛШ, а из рис.5.5 в видно, что над метеостанцией прошла центральная часть МЛШ. Можно заметить, что в первом случае скорость ветра резко увеличилась лишь в тыловой части зоны осадков слоистообразной облачности, где в данный день в поле давления наблюдалась выраженная тыловая депрессия. На рис. 5.5 б пункт наблюдений прошла более слабая южная часть МЛШ, и если первое усиление ветра явно выражено, то область тыловой депрессии отражается лишь в смене направления ветра с незначительным его увеличением.

На рис.5.5 г-е показаны ПВП для зрелых «быстрой» (г) и «медленной» (д) МЛШ и сверхбыстрой МЛШ (е) в стадии формирования. ПВП убедительно демонстрирует, что и в этом случае максимальные скорости на станциях существенно зависят от конфигурации поля осадков в линии и её типа. Действительно, если в первом и третьем случае максимальные скорости фиксировались при прохождении конвективного ядра, то в медленной линии усиление было в тыловой части линии, совпадавшей с зоной конвергенции приземного ветра. Таким образом даже при относительно небольшом расстоянии между пунктами регистрации, около 30 км, зона с максимальными скоростями ветра может пройти только один из них.



### 5.3 Линия шквалов как плотностной поток

Представленные в предыдущем параграфе примеры пространственно – временных преобразований свидетельствуют, что значительные порывы ветра в различных МЛШ совпадают с резким повышением давления и понижением температуры, формируя так называемый мезомасштабный фронт порывистости. Мезомасштабный фронт порывистости образуется на ведущем крае холодного оттока, который движется как плотностной поток, т.е. из-за разности плотностей в холодном воздухе под МЛШ и окружающем теплом воздухе перед МЛШ. Аналитическое выражение для скорости  $C$  такого потока, известно:

$$C = k \left[ \left( \frac{\Delta \rho}{\rho_0} \right) g H \right]^{1/2} \quad (5.1),$$

где  $\rho_0$  - средняя плотность среды (воздуха),  $\Delta \rho$  - разность плотностей воздуха в плотностном потоке и невозмущенном окружении,  $H$  – вертикальный размер потока (его высота), а  $k$  – безразмерное число Фруда, обычно изменяющееся от 0,6 до 2,1. Проведенная ревизия научной периодики [20, 31, 111, 112, 113, 135, 136, и др.] показывает, что по известной скорости распространения такого потока  $C$  можно оценить максимальную скорость ветра у поверхности земли  $V_{max}$ , наблюдаемую на фронте порывистости.

Так, в [113] приводится эмпирическое соотношение

$$V_{max} = k_I \cdot C ,$$

где  $C$  – скорость распространения фронта порывистости, и демонстрируется, что коэффициент пропорциональности  $k_I$  варьирует между 1,1 и 2,3 с наиболее частым значением около 1,5. Фронт порывистости часто проявляется на экране радара в виде тонкой линии перед грозовым штормом из-за поднятой вверх пыли или созданной с его участием облачности особой формы – *Cb arcus* (см. рис. 5.1). Обычно малая отражаемость (менее 10 dBZ) и высота (до 1 км) фронта порывистости ограничивает возможности его обнаружения несколькими десятками км от радара. Тем не менее оценки

скорости  $C$  могут быть произведены: а) по величине радиальных скоростей в холодном оттоке; б) по скорости смещения МЛШ  $V_L$ .

### 5.3.1 Зона формирования оттока.

С помощью радара возможно обнаружить зону формирования холодного оттока, т.е. область, где вертикальный нисходящий поток, охлажденный за счёт испарения капель, сталкивается с препятствием — поверхностью земли, превращаясь в дивергентное горизонтальное движение у поверхности земли. В движении капель осадков, увлекаемых таким движением, должна появиться дополнительная горизонтальная составляющая, отражающая начальную скорость оттока  $C$ . Предполагая, что горизонтальная компонента скорости капель в «мокроем холодном оттоке» близка к величине  $C$ , максимальные скорости ветра у земли оцениваем по величине максимальной скорости в передней части МЛШ.

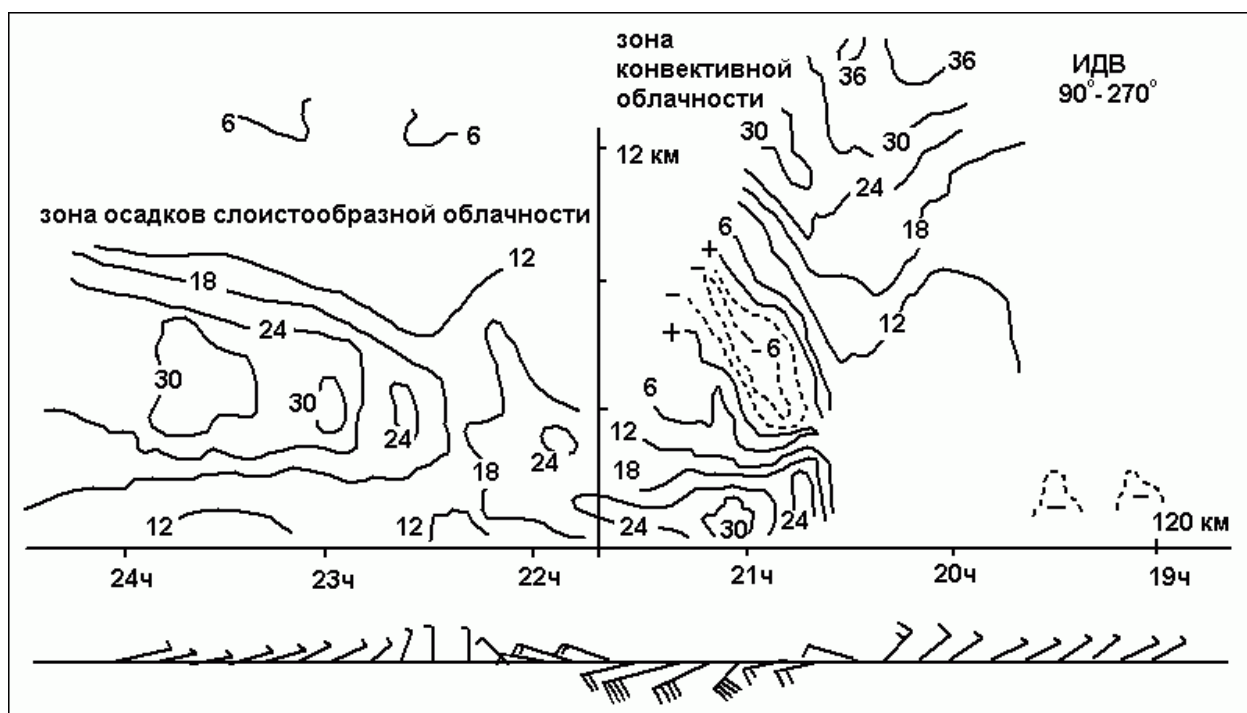


Рисунок 5.6 Вертикальный профиль радиальной скорости (м/с) в поперечном направлении к МЛШ 11/01/96 (вверху, положительные скорости направлены по движению МЛШ) и пространственно-временное преобразование приземного ветра (ниже) с использованием скорости переноса, равной 11,8 м/с. Метки времени на шкале соответствуют расстоянию от метеостанции до ведущего края МЛШ в

Рассмотрим характерное проявление таких оттоков в радиальных скоростях и в регистрации ветра на метеостанции (рис.5.6) при прохождении сверхбыстрой МЛШ ( $V_{pn} \approx 12$  м/с) с развитой ЗОСО и скоростью тылового втока более 30 м/с (изображения данной МЛШ уже приводились в главе 2 и 4). Рассматриваемая МЛШ смещалась со скоростью 24-26 м/с. Поскольку нас интересуют детали относительно небольшого участка линии вблизи зоны оттока во время прохождения над метеостанцией (около 21:00 местного времени), то пространственно – временное преобразование (ПВП) представлено в системе координат, движущейся со скоростью пассивного переноса  $V_m$ . Вблизи ведущего края МЛШ наблюдается схождение горизонтальной составляющей ветра у поверхности, а по радиолокационным данным зона конвергенции ветра наблюдается вплоть до высот 4-5 км, что свидетельствует о наличии восходящих движений в этой зоне. За передней кромкой линии шквала в области «холодного оттока» температура на  $8^0$  С ниже, чем в окружающем воздухе, но после первого максимума скоростей ( $> 25$  м/с) наблюдается и второе ядро, где радиальные скорости максимальны. При прохождении этого ядра над метеостанцией наблюдался максимум скорости ветра и на высоте флюгера. Однако, если на высотах до 1 км радар регистрирует радиальные скорости выше 31,5 м/с (в 21:00-21:50), то максимум скорости, зарегистрированной на метеостанции в 21:10 составил всего 22 м/с.

Ядро максимальных скоростей под конвективным регионом обычно расположено на высоте 1-1,5 км и регистрируется радаром на расстояниях значительно больших, чем отделившийся от шторма «сухой» отток. Практически во всех случаях максимум радиальной скорости в МЛШ с развитой ЗОСО превосходил значение максимальной скорости ветра на высоте флюгера на 6–7 м/с. Это говорит о том, что обычно скорость в ядре «холодного оттока», фиксируемая радаром, больше скоростей ветра, которые регистрируются на поверхности в этот момент, а с другой стороны, что она является оценкой верхней границы величины скорости смещения фронта порывистости. Похожие результаты были получены и для локальных штормов.

### 5.3.2 Прогноз скорости ветра у земли

Над ровной поверхностью максимальная скорость ветра пропорциональна скорости плотного потока, образованного холодным воздухом, истекающим из линии шквалов снизу. Однако, в условиях реальной местности это соотношение изменяется влиянием рельефа, растительного покрова, локальных циркуляций и т.п. Кроме того, в течение собственной эволюции

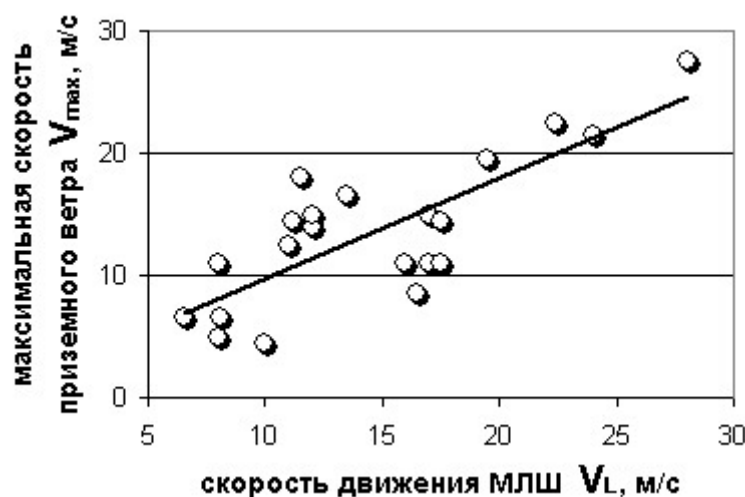


Рисунок 5.7 Максимальная скорость ветра  $V_{max}$ , зарегистрированная на метеостанциях г.Пелотас и Рио Гранде при прохождении МЛШ как функция средней скорости движения МЛШ  $V_L$

МЛШ максимальная скорость и направление плотного потока может изменяться, что влечет за собой изменение положения зоны шквалистых усиления ветра. Прогноз скорости шквалов на значительных расстояниях представляется возможным, если предположить, что средняя скорость смещения

МЛШ  $V_L$  в зрелой стадии близка к средней скорости плотного потока  $C$ , т.е.  $V_L \approx C$ .

Результат анализа соотношения между скоростью МЛШ  $V_L$  и максимальной скоростью ветра  $V_{max}$ , зарегистрированной на метеостанциях г.Пелотас и Рио Гранде, представлен на рис.5.7. Наблюдается зависимость максимальной скорости ветра от скорости смещения МЛШ, которая может быть выражена с помощью уравнения линейной регрессии с коэффициентом корреляции  $r = 0,82$

$$V_{max} = 0,8 \cdot V_L + 1,9 \text{ м/с} \quad (5.2).$$

Также может быть использовано и пропорциональное соотношение  $V_{max} = 0,9 \cdot V_L$  с коэффициентом корреляции  $r = 0,8$ .

Таким образом обнаружение областей шквалистого усиления ветра у поверхности земли, связанного с прохождением ядра максимальных скоростей

МЛШ, с помощью доплеровского радара не всегда выполнимо – вблизи радара отражение луча от неподвижной поверхности земли маскируют значения доплеровской скорости, а на больших расстояниях произвести измерения скорости ветра в ядре на высоте 1-1,5 км не представляется возможным ввиду кривизны земной поверхности и уширения сечения луча радара. Тем не менее, базируясь на представлении о том, что движение зрелой МЛШ определяется скоростью плотностного потока, что достаточно обосновано по крайней мере для «сверхбыстрых» МЛШ, можно построить региональные соотношения типа (5.2) и использовать их в оперативной оценке максимальной скорости ветра у земной поверхности.

Как было показано в главе 4, в качестве начальной скорости  $V_L$  в (5.2) можно подставить оценку нормальной компоненты скорости трансляции  $V_{mn}$ , которая в большинстве случаев даст удовлетворительные результаты для «быстрых» линий. Очевидно, для «сверхбыстрых» такая оценка будет занижена как по причине большей средней величины вектора развития  $V_{pn}$ , так и потому, что во многих случаях к концу стадии зрелости заметна смена направления ориентации МЛШ, увеличивающая угол между трансляцией и осью МЛШ (см. рис.4.8 к главе 4). В случае ожидаемого развития «сверхбыстрой» МЛШ (например, по признакам начальной стадии), можно рекомендовать увеличить величину прогнозируемой скорости ветра по (5.2) с учетом  $V_{mn}$  по крайней мере на 6 м/с, что соответствует средней величине вектора развития в «сверхбыстрых» МЛШ (см. табл.4.1) и относительному максимуму радиальных скоростей в оттоке.

Рассуждения, приведенные выше, касаются только скоростей ветра, ожидаемых при прохождении того участка «быстрой» МЛШ, где сформирован плотный сегмент повышенных отражаемостей. Предположим, что отрицательная величина параллельной компоненты вектора развития  $V_{pl}$ , в случаях МЛШ, развивающихся по типу «back building» (см. рис.1.6), появляется вследствие превышения скорости холодного оттока над компонентой скорости переноса линии в данном направлении. Тогда становится понятно, что вблизи

края сегмента у земли могут наблюдаться скорости ветра, соизмеримые с разностью модулей  $V_{pl}$  и  $V_{ml}$ . Как показано выше, отдельные шквалы наблюдаются также и в тыловой депрессии, органически связанной с ЗОСО.

Ряд вопросов о локализации шквалистых усиления ветра, связанных с последней мы рассмотрим в главе 6.

#### 5.4 Шквалы локальных штормов

Конфигурация локального шторма часто достаточно сложна, и установить направление движения его оттоков более сложно, нежели фронта порывистости МЛШ. Тем не менее и в этом случае исследования эволюции штормов дают определенную подсказку. Эволюция штормов такова, что чем более мощные восходящие потоки в шторме, тем дольше крупные капли и градины могут ими поддерживаться, при этом «идеальный случай», когда восходящие движения наклонны и вынуждаются холодным оттоком. В этом случае над преимущественным направлением оттока образуется зона значительной отражаемости, связанная с новой конвективной ячейкой – навес. Такой навес дождя и града может иметь размер до нескольких километров и существовать десятки минут, при этом на землю падают лишь отдельные капли или вовсе испаряются. В мощных штормах, которые определяют максимальные параметры всей МСО типа N1 [80], средний навес около 6 км может поддерживаться в течение 1-2 часов на высотах около 4 км.

Рассмотрим пример сухого порыва, связанного с оттоками локального шторма, который наблюдался на стадии максимума комплекса N1 21 декабря 1995 г. и произвел 2 локальных пика ветра, больших 17 м/с. На рисунке 5.8 показаны круговые сечения отражаемости нижнего ~0,5 км (а) и верхнего уровня ~ 6,5 км (б), а также радиальной скорости (г,д) в шторме, проходившем в нескольких километрах от метеостанции (М). Как видим, сечения на рис.5.8 а и 5.8 б, сделанные практически в один момент времени, в 17:50, сильно

отличаются друг от друга, причем зоны осадков на рис.5.8 б расположены значительно ближе к метеостанции. Суперпозиция областей верхнего и нижнего уровней, ограниченных изоконтуром  $Z = 40$  dBZ (рис.5.8 д), показывает, что «навес» направлен в сторону метеостанции. Радиальные

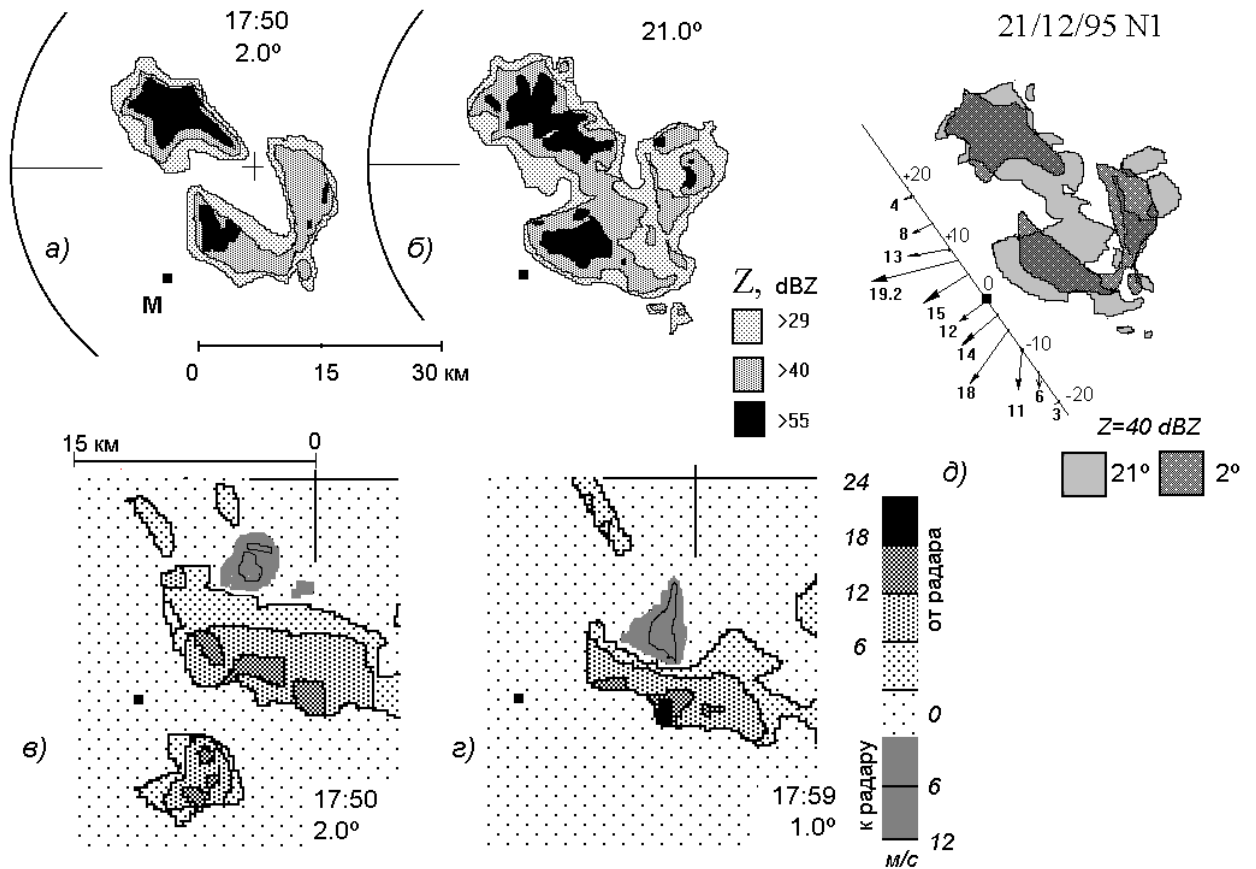


Рисунок 5.8 Локальный шторм, производящий «сухой» порыв. Горизонтальные сечения: радиолокационной отражаемости а) при угле подъема антенны  $2^0$ ; б)  $21^0$ ; радиальной скорости в)  $2^0$ ; г)  $1^0$ .

д) Суперпозиция сечений радиолокационной отражаемости и скорости ветра на станции. М – положение метеостанции, крестиком указано положение радара.

скорости в 17:50 (в) показывают, что в осадках наблюдается парная зона радиальных скоростей, направленных к радару (более 6 м/с) и от радара (более 12 м/с). Такая пара является характерным признаком дивергенции холодных оттоков от шторма, которая в этом случае достигает значений  $6 \times 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ . Приведенное на рис.5.8 д ПВП, сделанное со скоростью пассивного переноса 12,5 м/с, показывает, что наблюдались два наиболее значительных порыва ветра 7 минутами ранее моментов, которые соответствуют рис.5.8 а, б, в, и 8 минутами позже момента, соответствующего рис.5.8 г. Действительно, в этот

момент в зоне «мокрого» порыва в шторме наблюдаются наибольшие радиальные скорости  $> 19$  м/с. Холодный отток от данного шторма сопровождался небольшим пиком давления  $\sim 1$  гПа и длительностью менее часа.

Как показано в главе 2, комплексы локальных штормов, не организованные в МЛШ, обычно наблюдаются в летнее время, вне зон явно выраженных фронтов, поэтому скорости их пассивного переноса  $V_m$  обычно меньше, чем у линейных структур. Скорость шторма  $V_{ш}$  может быть аппроксимирована выражением типа  $V_{ш} = 0,5 V_m + 4$  м/с [80] и могла бы использоваться в качестве грубого приближения максимума скорости ветра у поверхности земли. Однако, шторма экстремальной интенсивности часто сильно отклоняются от направления вектора переноса за счет своего развития ( $\sim 6$  м/с), поэтому для получения зависимостей, аналогичных (5.2), требуется детальное рассмотрение компонент векторов, относительно шторма как целого.

### **5.5 Реконструкция типа МЛШ по особенностям изменения приземного давления**

По совокупности информации, изложенной в п. 5.1-5.4, можно заключить, что значительное количество случаев как «мокрых» так и «сухих» шквалов связано с областью конвективных осадков локальных штормов и МЛШ. Очевидно также и то, что даже в МЛШ наиболее мощные шквалы концентрируются в полосе длиной до 50 км вблизи её наиболее плотных сегментов, что осложняет регистрацию максимума ветра метеорологической сетью и интерпретацию его происхождения.

В то же время опыт сопоставления радиолокационных наблюдений и прохождений линий шквалов подсказывает, что сверхбыстрые МЛШ в стадии зрелости, имеющие в своем тылу зону осадков слоистообразной облачности, при прохождении над пунктом наблюдения отчетливо проявляются в трех заметных на барограммах особенностях: предфронтальной зоне пониженного давления В, зоне повышенного давления А и тыловой депрессии  $B_w$  (рис.5.4).



Ниже доказывается, что выделяя по записи хода давления на метеостанции зону повышенного давления А, можно оценить повторяемость сверхбыстрых МЛШ и других типов мезомасштабных явлений и их значимость для прогноза шквалов в тех регионах, где отсутствует радиолокационная информация.

### 5.5.1 Основная идея метода типизации барограмм

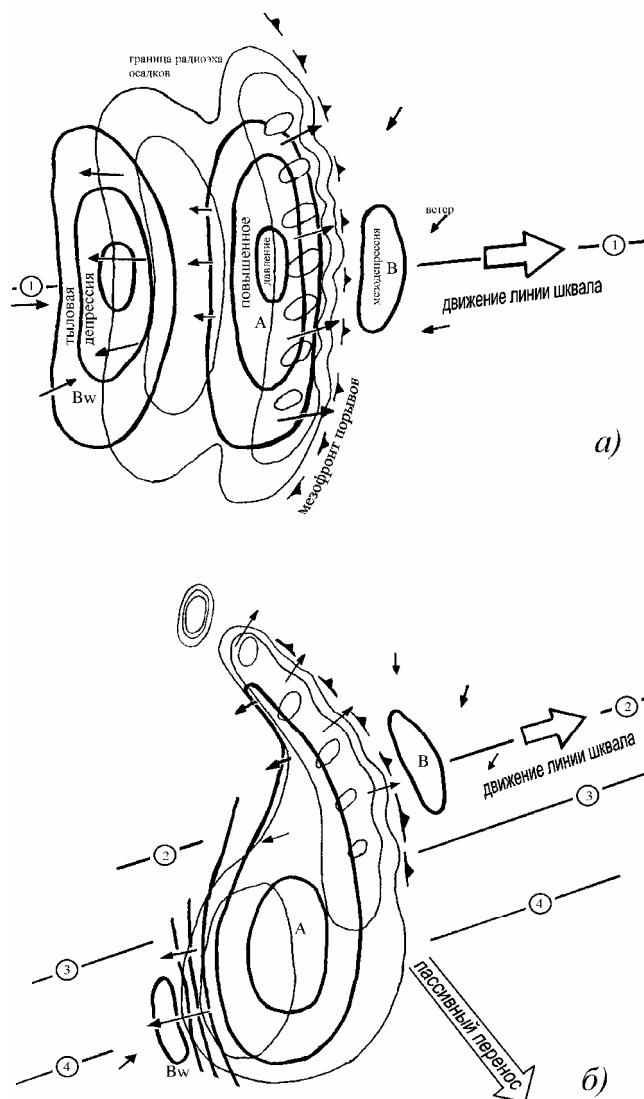


Рисунок 5.9 Распределение осадков, давления и ветра в сверхбыстрых мезомасштабных линиях шквала а) симметричной и б) несимметричной формы. Кружками обозначена траектория метеостанции относительно «неподвижной» МЛШ

Обобщая многочисленные наблюдения, можно утверждать, что временная последовательность всех трех событий В-А-В<sub>в</sub> на барограммах соответствует пространственному распределению давления в поперечном направлении квазидвумерной «сверхбыстрой» МЛШ в стадии зрелости (рис.5.9 а). Во фронтальной части такой линии находится область пониженного давления – мезодепрессия В, а конвергенция ветра порядка  $10^{-4}$ - $10^{-3}$  с<sup>-1</sup> в этой области поддерживает интенсивные восходящие движения, усиливающиеся вынужденной конвекцией над фронтом

плотностного потока, что выражается в скачке давления  $\Delta P_a$  между зонами В и А. Такой перепад давления в сотни паскалей вызван нисходящими

потоками воздуха из конвективного региона МЛШ, образующими у поверхности купол относительно холодного воздуха, который поддерживает

растекание плотностного потока со скоростью  $C$ , определяющей в свою очередь скорость движения линии. Мезомасштабная зона повышенного давления  $A$  продолжается в обширной ( $\sim 100$  км) зоне осадков слоистообразной облачности, распространяясь вплоть до ее тыловой части, где давление вновь начинает падать. На краю ЗОСО и вслед за нею часто регистрируется замкнутая область пониженного давления  $B_w$  – тыловая депрессия, которая согласно [135] связана с адиабатическим нагреванием нисходящего воздушного потока из средней тропосферы в тылу зоны слоистообразной облачности. Минимум атмосферного давления у поверхности земли совпадает с областью наибольшего нагрева воздуха и уменьшения влажности на высоте 850 гПа. С выраженной тыловой депрессией связано резкое усиление приземного ветра, нередко сравнимое по величине со скоростью ветра у ведущего края МЛШ.

Поиск прохождения таких «классических» систем по барограммам, очевидно, наталкивается на неопределенность, связанную с асимметричной стадией МЛШ (рис.5.9 б), а также с тем, что даже при видимом движении линии конвективных осадков в направлении метеостанции (траектории 2-4 на рис.5.9 б) конвективный регион может пройти левее или правее метеостанции, поскольку в целом перемещение конвективного региона МЛШ  $V_L$  является суммой векторов развития  $V_p$  и вектора переноса  $V_m$ . Таким образом, в общем случае мезодепрессии  $B$  и  $B_w$  могут не отразиться на ходе давления. С другой стороны, зона осадков слоистообразной облачности подвержена только пассивному переносу со скоростью ветра в средней тропосфере и обычно имеет больший горизонтальный размер, нежели регион конвективных осадков, поэтому в качестве основного признака прохождения мезомасштабных линий шквала над метеостанцией (как симметричной, так и несимметричной формы) при анализе событий с помощью барограмм целесообразно определить те случаи, когда отчетливо выделяется зона повышенного давления  $A$ .

### 5.5.2 Классификация типа мезомасштабных систем по барограммам

Используя барограммы, доступные для 171 дня, 185 случаев шквалов были классифицированы в три категории по характерным формам хода давления:

- 1) «классический» ход давления (С), когда запись давления содержала следующую последовательность: область пониженного давления В; область повышенного давления А и тыловую депрессию  $B_w$ . Такой ход давления соответствует возможному прохождению симметричной по форме МЛШ с развитой зоной осадков слоистообразной облачности по траектории 1 на рис.5.9а;
- 2) «классический слабый» ход (CF), когда в записи давления присутствовала область А, однако В или  $B_w$  не наблюдались; эти случаи могут соответствовать прохождению асимметричной МЛШ по траекториям 2-4 на рис.5.9 б;
- 3) «единичный» (U), когда отмечался пик скорости ветра, однако без явного обособления области А; эти случаи могут соответствовать локальным штормам и МЛШ с несформировавшейся зоной осадков слоистообразной облачности.

На рисунке 5.10 показаны примеры типичного хода давления для каждой из описанных категорий шквала. Отдельно для каждой категории вычислялась средняя величина максимальной скорости ветра в шквале  $V_{max}$ , а также величина второго пика ветра  $V_w$ , не обязательно формально относящегося по определению к шквалу. Для первых двух категорий С и CF находился перепад  $\Delta P_a$  между максимумом давления в области А и его величиной в области В. Для третьей категории U определялась разница в перепаде давления (если она фиксировалась) относительно предшествующего фона. Вычислялся также перепад давления в тыловой депрессии  $\Delta P_w$  и длительность  $T_a$  прохождения зоны А (см. рис.5.10).

Мезомасштабные особенности, выделенные в записях хода давления, позволили отнести 53 случая шквалов к типу С, 45 к CF и 87 шквалов к типу U. Таким образом, используя барограммы возможно почти однозначно выявить генезис шквала в 53% процентах случаев. Более того – около 80% (72%) шквалов типа С (CF) наблюдается в зоне осадков и 10% (28%) вне зон осадков (см. табл.5.2). С учетом дождевых конвективных шквалов U 63% шквалов однозначно связаны с непосредственным влиянием конвективной облачности, а 71% с зонами осадков конвективной или слоистообразной облачности. По

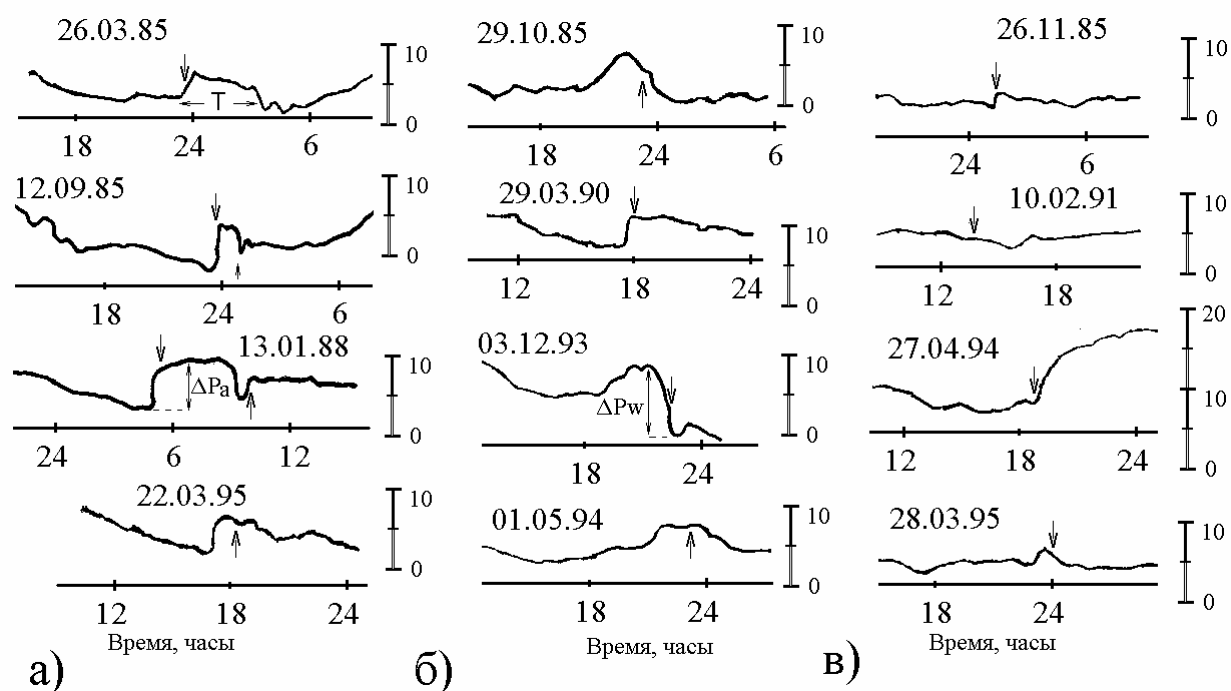


Рисунок 5.10 Ход давления в категориях шквала а) С, б) CF и в) U. Стрелкой указаны моменты шквала. Шкала давления 0-10 гПа приведена относительно уровня в 1000 гПа

нашему мнению это важный аргумент в пользу метода типизации шквалов, в котором за первооснову взят ход давления в «сверхбыстрой» МЛШ.

Тип явлений не определен для «сухих шквалов» категории U, составляющих 30% от всех шквалов. С одной стороны это говорит о том, что в этих случаях не удастся точно идентифицировать тип системы, а с другой о том, что суммарный вклад «сухих» холодных оттоков от локальных штормов, линий шквала в стадии формирования, независимых фронтов порывистости не превышает 30%. Заметим, что в 53 случаях «одиноких» шквалов в ходе

Таблица 5.2. Связь между различными типами событий мезомасштабных шквалов и осадками

Тип события	Всего*	Интенсивность осадков $I$ (мм/10мин) в течение $\pm 10$ мин от момента шквала		
		Конвективные $I \geq 1,0$	Слоистообразные $0,1 \leq I < 1,0$	Вне зон осадков ( $I < 0,1$ )
C	48	33	10	5
CF	43	19	12	12
U	87	19	14	54
<i>Всего</i>	<i>178</i>	<i>71</i>	<i>36</i>	<i>71</i>

\*В пяти днях с типовым ходом давления *C* и в двух с *CF* отмечены по 2 шквала, поэтому данные таблиц 5.2 и 5.3 приводятся для 48 и 43 событий на момент времени наибольшего порыва ветра.

давления выявлен небольшой пик или выемка, а 22 случая *U* имели ход давления, напоминающий *CF* (см. рис.5.10), но без однозначно выраженного (ограниченного) плато зоны повышенного давления *A*. Только 10 «мокрых» и 24 «сухих» шквалов прошли без заметных мезомасштабных изменений на фоне крупномасштабного тренда давления. Как известно, локальный порыв ветра на микробарограммах сопровождается скачкообразное изменение давления характерной формы, т.н. «грозовой нос», а стандартные недельные барографы регистрируют лишь более долговременные тенденции в десятки минут и более. Таким образом, случаи типа *U* с видимым возмущением в барограммах можно объяснить по крайней мере прохождением мезомасштабных циркуляций с поперечными размерами не менее 10 км. К «микрорывам» в г.Пелотас формально можно отнести 18% шквалистых усиления ветра.

В таблице 5.3 представлены средние значения максимальной скорости ветра, перепадов давления во фронтальной и тыловой депрессии, вторичных усиления ветра в тылу мезомасштабных систем. Очевидно, что наиболее заметное изменение барических характеристик связано со шквалами типа *C*, что выражается и в заметном увеличении скорости ветра в порывах, по сравнению со шквалами *U* и *CF*. Значимость событий *C*, подразумевающих

прохождение сверхбыстрых МЛШ над территорией, подчеркивается следующим. Порывы ветра выше 8 баллов наблюдались в 19 случаях **C**, 4 случаях **CF** и 10 случаях **U**, т.е. 70% сильных шквалов связано с событиями типа **C** и **CF**. Более того, 8 из 10 случаев экстремальных шквалов  $\geq 22$  м/с, это шквалы типа **C**!

*Таблица 5.3 Реконструированные характеристики мезомасштабных систем*

Тип системы и ход давления	$V_{\max}$ , м/с	$P_a$ , гПа	$P_w$ , гПа	$V_w$ , м/с	$T_a$ , час
Классическая зрелая МЛШ <b>C</b>	16,4±4,6	3,6±1,5	2,9±1,5	7,8±3,5(25)	3,3±1,3
Асимметричная зрелая МЛШ <b>CF</b>	12,6±2,9	2,5±1,0	1,9±1,3(41)	7,7±2,9(22)	2,8±1,2
Локальные <b>Cb</b> , МЛШ без ЗООС, фронты порывистости – <b>U</b>	12,4±3,6	1,3±0,9(53)*	1,3±0,9(5)	нет наблюдений	1(1)

\* В скобках указано число систем с регистрацией данного явления, в остальных ячейках таблицы число наблюдений соответствует общему числу систем

В среднем шквалы, отнесенные к классическому типу **C**, отмечаются ежегодно в октябре, декабре, январе и марте и раз в два года в ноябре, феврале и апреле и редко отмечаются с мая по сентябрь. Шквалы, отнесенные к типу **CF**, раз в два года повторяются в октябре, и с марта по июнь, с выраженным минимумом в зимние (июль-август) и летние (декабрь-февраль) месяцы. Одиноким шквалам типа **U** ежегодно повторяются с ноября по февраль с максимумом в декабре до 2 случаев, а раз в два года наблюдаются с осени до середины зимы (с марта по июль), однако они редки со второй половины зимы до конца весны (с августа по октябрь).

Сезонный ход шквалов проявляется и в характерных условиях синоптического масштаба, способствующих возникновению шквала того или иного типа. Так, барические тенденции, с которыми связаны шквалы типа **U**, значительно отличаются от тех, с которыми соотносятся случаи типа **C** и **CF**. Именно, примерно в половине рассмотренных случаев одинокий шквал возникал на фоне роста давления или при нулевой барической тенденции, тогда

как в 75 (65) % случаев прохождения систем **C(CF)** наблюдалось падение давления от 1,3 до 12 гПа за предшествующие событию 6 часов. Примечательно, что при положительном тренде давления (не более 2,3 гПа / 6 ч) наблюдалось только четыре случая типа **C**.

Помимо очевидной реконструкции некоторых свойств мезомасштабных систем, приведенных в таблице 5.3, возможно и дальнейшее их описание, основанное на эмпирических и теоретических связях между ветром, давлением и осадками.

Например, используя соотношение (5.2), по скорости максимального ветра  $V_{\max}$  можно оценить, что скорость смещения «классических» МЛШ составляет около 18 м/с, а других систем не более 14 м/с. В оценке скорости линий может быть напрямую использовано и скачкообразное изменение давления при шквале  $\Delta P_a$ . В приближении гидростатики, уравнение (5.1), как показано в [113], может быть записано для скорости  $C$  потока постоянной плотности как

$$C = k \left[ \frac{\Delta P}{\rho_0} \right]^{1/2} \approx k \sqrt{\Delta P_a}, \quad (5.3)$$

где  $\Delta P$  разность гидростатического давления поперек фронта. Формула (5.3) удобна тем, что из приземных данных необходимо оценить лишь давление. Например, рассматривая холодный отток от линии шквала как форму плотностного потока, движущегося со скоростью смещения МЛШ  $V_L = C$ , и, приравнявая перепад давления  $\Delta P$  в (5.3) к его скачку между зоной А и В:  $\Delta P = \Delta P_a$  (Па), получим, что для рассмотренных в п. 5.3 20 МЛШ с известной скоростью смещения  $V_L$  (м/с), численное значение коэффициента  $k$  (число Фруда), найденное методом наименьших квадратов, равно  $k = 0,82$  с коэффициентом корреляции равным 0,7.

Оценивая скорость перемещения мезомасштабных систем как  $C \approx 0,82 \cdot \Delta P_a^{1/2}$  из таблицы 5.3, получим, что системы «классического» типа смещаются в среднем со скоростью около 16 м/с, а системы типа **CF** — 13 м/с, что очень близко к средней максимальной скорости ветра, наблюдаемой у земли. Можно попытаться произвести прямую оценку связи скорости ветра и скачка давления

$V_{\max} = k_1 \cdot \Delta P_a^{1/2}$ . Оценки коэффициента  $k_1$  по выборкам шквалов типов **C** и **CF** в зависимости от типа осадков дают значение от 0,75 до 0,95 при больших значениях для случаев **C** с конвективными осадками и меньших в случаях **CF** без осадков, что соответствует выводам, полученным в п.5.2 о том, что наиболее сильные швалы наблюдаются в плотных сегментах зрелой МЛШ.

Можно привести примеры и других соответствий. Представляя, что оценки скорости линии, приведенные выше, верны и классические сверхбыстрые МЛШ смещаются со скоростью  $16 \div 18$  м/с, то, поскольку скорость таких линий швала  $V_L$  обычно превышает компоненту  $V_{mn}$  скорости переноса на 6-8 м/с, можно оценить величину последней как  $8 \div 12$  м/с, или  $30 \div 40$  км/ч. В этом случае длительность прохождения мезомасштабной области повышенного давления  $A$  на барограмме составляет  $T_a = 3,3$  часа (табл.5.3) и может быть интерпретирована как время прохождения зоны осадков слоистообразной облачности размером  $30(40) \text{ км/ч} \times 3,3 \text{ ч} \approx 100 - 120 \text{ км}$ . Это в свою очередь очень близко к оценкам ЗОСО по радиолокационным данным для  $V_{pn} = 7 \text{ м/с}$ . Таким образом очевидно, что зона повышенного давления соответствует зоне вторичного максимума отражаемости слоистообразной облачности.

## 5.6 Выводы к главе 5

Очевидно, что доплеровский радар – главный источник информации о генезисе «сухих» и «мокрых» шквалов в регионе, с помощью которого становится очевидной их мезо- $\beta$ -масштабная природа. При отсутствии такой информации можно предложить достаточно простой способ типизации шквалов, сопоставляя шквалистые порывы с градациями интенсивностей осадков на пространственно-временном интервале масштаба мезо- $\gamma$ , а затем типизировать события, базируясь на ходе давления в «классической сверхбыстрой» МЛШ масштаба малого мезо- $\alpha$ .

Обнаружено, что в исследованной точке региона, находящейся в нескольких десятках км от побережья океана, с практически однородными



условиями подстилающей поверхности в 70% шквалы со скоростями ветра  $>8$  м/с так или иначе связаны с кучево-дождевыми ячейками; причём экстремальные порывы ветра всегда «сопряжены» с выпадением конвективных осадков. Сопоставление наземных и радарных данных убеждает, что максимальный ветер на станциях в большинстве случаев несколько меньше, чем скорость ядра холодного оттока, изначально формирующегося в зоне выпадения ливневых осадков. Эти наблюдения позволили обосновать идею, что видимое движение «плотных» сегментов зрелых МЛШ можно рассматривать как установившееся движение плотностного потока, и делать оценки максимума шквала при их прохождении.

Своеобразный триплет в ходе давления: мезодепрессия В - пологий гребень А – тыловая деперессия В<sub>w</sub>, — наблюдаемый при прохождении «зрелых» сверхбыстрых МЛШ (с развитой зоной осадков слоистообразной облачности в тылу), позволяет выделить «классический» тип С на фоне других, что дает перспективы построения климатологии мезомасштабных систем региона. С другой стороны, когда мезомасштабный гребень давления ограничен с фронта и тыла мезодепрессиями, предполагается, что над пунктом наблюдения прошла МЛШ асимметричной формы (тип CF), которая характерна для конца стадии зрелости сверхбыстрой МЛШ (см. главу 4). Действительно, этот тип имеет в среднем меньшие градиенты давления и интенсивность шквалов, чем «классические» системы с ходом давления типа С. Резюмируя, скажем, что более 50% шквалистых усиления ветра в регионе вызывают «сверхбыстрые» МЛШ. В другой половине случаев (тип U), где мезомасштабные особенности не столь явно выражены и преобладают «сухие» порывы (60%), происхождение шквалов определено не столь четко, но и здесь только 20% порывов не имеет отражения на фоне крупномасштабной тенденции давления на стандартных барограммах.

Предложенная методика расширяет возможности стандартной наблюдательной сети в анализе повторяемости типов мезомасштабных систем, генерирующих шквалы в регионах, где радиолокационная информация

отсутствует. Проводя аналогичную работу по данным метеостанций конкретного региона, можно осуществить построение многолетних карт повторяемости типов систем и их параметров, т.е. сделать описание мезоклиматологических особенностей региона.

## ГЛАВА 6

АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИЙ  
В СИСТЕМАХ ОСАДКОВ

Очевидным применением данных, получаемых метеорологическим радаром является классификация типа системы осадков (глава 3), направления и стадии её эволюции (глава 4), прогноз шквалистых усиления ветра (глава 5). Еще одним важным направлением практического приложения в оперативной работе доплеровского радара является нахождение мезомасштабных циркуляций и их интерпретация (сопоставление) в рамках той или иной концептуальной модели МСО, в том числе и определение эволюции системы субсиноптического масштаба, на фоне которой развивается эта МСО. Данная глава основана на цикле работ [93, 137, 119 – 125], где проведен детальный анализ циркуляций в различного рода системах осадков: от МЛШ различного типа и нелинейных комплексов штормов до стационарных фронтов и облачных запятых, в целом относящихся ко всем шести морфологическим типам МСО.

Как будет показано ниже (п. 6.1), существуют две «независимые» точки зрения на генезис мезомасштабных циркуляций систем осадков: одна, доминирующая в США, отчетливо выражена в работах Хауза и соавторов [132] и рассматривает циркуляции линий шквала и подобных МКС, как отдельное мезомасштабное явление (рис.6.1). В другой, преобладающей в Европе, благодаря работам Браунинга и соавторов [128], подчеркивается, что мезомасштабные линии осадков (в т.ч. и линии шквалов) есть проявление субсиноптического «конвейера» в циклонах (рис. 6.2). Глава 6 преследует две цели: 1) показать, что при анализе относительных движений в системе координат MWR эволюционная классификация МЛШ объединяет обе вышеупомянутые модели циркуляций в единое целое; 2) продемонстрировать потенциал данного анализа, позволяющего в сочетании с концепцией альфа-

кластера [1] не только осуществлять реальный прогноз явлений, но и ставить новые вопросы о механизме мезомасштабных явлений.

### 6.1. Структура циркуляций мезомасштабных конвективных систем

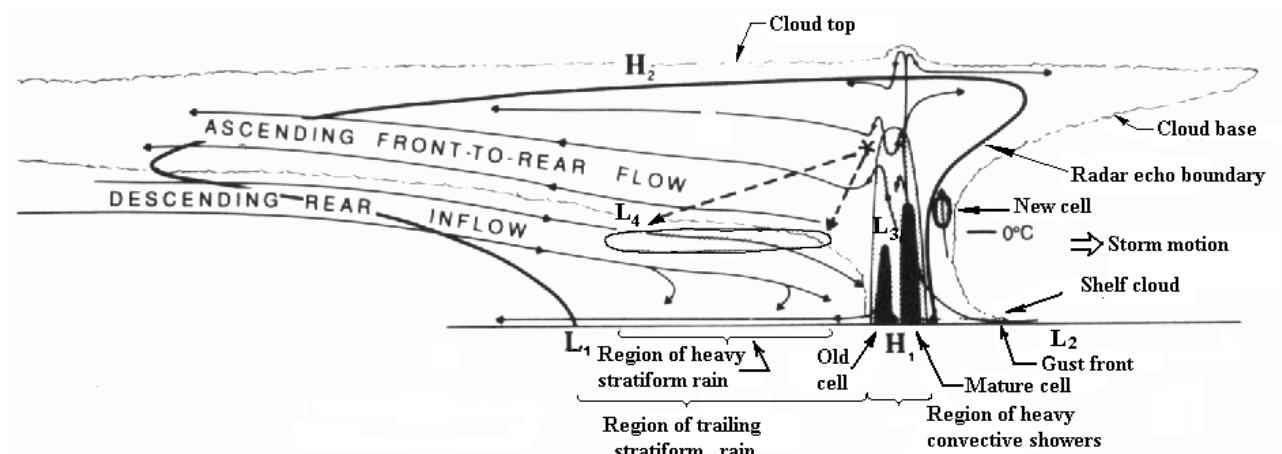


Рисунок 6.1 Концептуальная модель системы движений в мезомасштабной линии шквалов, разработанная Хаузом и др., 1989 [132]. Жирной линией выделена граница осадков по радиолокационным данным, причем более темные регионы соответствуют большим значениям отражаемости. Тонкая линия проведена по видимой границе облачности. Вертикальные ядра большой интенсивности соответствуют  $C_b$  на различных стадиях, а «яркая линия радиоэха» - региону слоистообразных осадков.

Концептуальная модель системы движений в линиях шквалов представленная на рис.6.1, основана на цикле работ, касавшихся хорошо задокументированных линий шквалов, наблюдаемых доплеровскими локаторами в центральной части США (Smull and Houze, 1985 [140], Rutledge et al., 1988 [138], Johnson and Hamilton, 1988 [136], Houze et al., 1989 [132], Schmidt and Cotton, 1989 [139], Brandes, 1990 [127] среди прочих). На рисунке представлено поперечное сечение, ориентированное перпендикулярно ведущему краю линии конвекции и сделанное примерно через центры конвективного и слоистого регионов симметричной и асимметричной МЛШ. В модели выделяются два характерных элемента циркуляций системы: восходящие движения, начинающиеся от фронта порывистости и направленные в тыл системы, и нисходящий со стороны тыла слоистого региона поток (т.н. тыловой вток или тыловая струя, от термина «rear-inflow jet» из англо-

американских источников), направленный к фронтальной части линии. Данная модель подробно описана Хаузом в работе [23] (с.348-354), здесь лишь отметим некоторые важные замечания, касающиеся интерпретации движений и кинематики радиоэха.

Во-первых, согласно Хаузу, ведущий навес не всегда существует, его наличие зависит от сдвига ветра перпендикулярного линии: когда относительные движения в тыл МКС на верхних уровнях значительны, навес верхнего уровня не появляется (как например, в МЛШ, исследованной Чонгом и др. [15]). Важность навеса и наковальни в конвективном регионе очевидна — они предопределяют наличие предфронтальной мезодепрессии ( $L_2$ , что соответствует В в главе 5), вызванной нагревом при опускании воздуха верхней и средней тропосферы из навеса и наковальни перед линией шквала (Hoxit et al., 1976 [133]), что подтверждено впоследствии наблюдениями. Мезодепрессия<sup>1</sup> В совместно с мезомасштабной зоной повышенного давления  $H_1$  (соответствует А в главе 5), как показано в главе 5, определяет градиент давления на ведущем крае линии шквалов, скорость МЛШ и величину максимальных порывов. Таким образом, важно определить, какие линии в стадии зрелости будут иметь навес и наковальню, а какие нет.

Во-вторых, тыловой вток значительно меняет свою силу от случая к случаю и в асимметричных линиях является одной из ветвей мезомасштабного вихря, а в симметричных линиях имеет более или менее однородную структуру. Важность тыловой струи подчеркивается следующим. В поле давления, связанном с прохождением МЛШ ([111], [134], [135], [136]), выделяется тыловая мезодепрессия<sup>2</sup>  $L_1$  ( $B_w$  в главе 5), и предполагается, что она возникает из-за нагрева ненасыщенного нисходящего воздуха в струе тылового втока. Положение этой зоны пониженного давления на краю осадков, видимо, связано с тем, что здесь охлаждение воздуха за счет испарения капель недостаточно

<sup>1</sup> Мезодепессию В часто путают с областью пониженного давления меньшего  $\gamma$ -масштаба  $\sim 10$  км, по-видимому, зоной генерации торнадо, часто некорректно цитируемая как «мезоциклон».

<sup>2</sup> Тыловая мезодепрессия была впервые описана Фуджитой в 1955 г. и первоначально ассоциировалась с зоной пониженного давления за обтекаемым объектом, т.е. в кильватере (wake) и в дальнейшем получала различные интерпретации.

компенсирует адиабатический нагрев воздуха при опускании. Сильный нагрев нижних уровней в тыловой струе предполагает, что воздух «проскакивает» уровень нулевой плавучести, в отдельных случаях приводя к кратковременным нисходящим теплым потокам, вызывающим сильные порывы ветра у земли (от амер. термина «heart burst»).

## 6.2 Теплая несущая полоса во фронтах и циклонах

Радарные наблюдения фронтов и циклонов умеренных широт уже к 70-м годам привели к мысли, что конвекция является главным фактором осадкообразования, а её реализация происходит через организованные мезомасштабные полосовые структуры протяженностью от десятков до сотен километров (Houze and Hobbs, 1982 [131], Шакина [142]). В качестве концепции

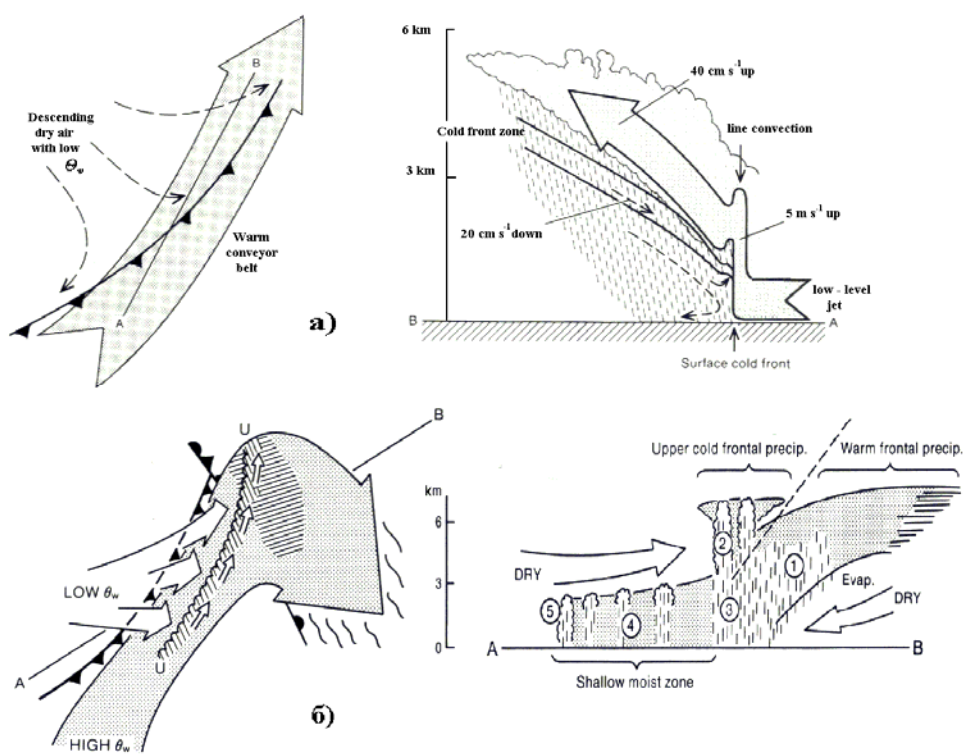


Рисунок 6.2 Схематическое изображение воздушных потоков в циклоне умеренных широт:

а) «наклонное восхождение в тыл»;

б) «наклонное восхождение вперед»: теплая несущая полоса наклонно поднимается над поверхностью холодного фронта перед восхождением на теплом фронте. Слева - вид сверху; линия UU отмечает верхний холодный, отделенный от приземного холодного фронта. Сухой среднетропосферный воздух с низким значением  $\theta_w$  распространяется поверх теплой несущей полосы. Справа – вертикальное сечение вдоль АВ. Цифры в кружках отмечают положение зон осадков различного типа.

Воздушные потоки указаны в системе координат, движущейся с холодным фронтом. (По работе Браунинга, 1990 [122])

такой организации вводится понятие «конвейерная полоса» (КП), которая в системе координат, связанной с синоптическим объектом, идентифицируется как основной поток, производящий облачность и осадки.

Несмотря на существование «холодной» КП, «теплая» (от англ. термина «warm conveyor belt») - ТКП имеет более фундаментальное значение. Воздух в теплом потоке движется приблизительно параллельно холодному фронту, его часть формирует в пограничном слое струю нижних уровней непосредственно перед приземным холодным фронтом. Хотя главное движение в ТКП происходит параллельно холодному фронту, относительно малая агеострофическая компонента движения, перпендикулярная фронту, имеет важное значение в структуре фронта и форме зон осадков.

Различают две ситуации: 1) «наклонное восхождение в тыл», при котором воздух ТКП имеет компоненту, обратную относительно движения холодного фронта (т.е. в тыл, внутрь системы) и в котором бароклинный подъем под углом к фронту возникает вблизи и выше фронтальной зоны (рис.6.2 а); 2) «наклонное восхождение вперед», в которой воздух ТКП имеет составляющую движения от холодного фронта и где главный регион восходящих движений проявляется впереди холодного фронта в бароклинной области теплого фронта (рис.6.2 б).

Поскольку изложенная выше концепция не рассматривала взаимодействия между элементами мезомасштабных систем осадков, то возникла парадоксальная ситуация, когда описанная в этой и предыдущих главах «самоорганизация» МЛШ и полос МСО на фронтах не ассоциировались друг с другом. Видимо, это не только следствие того, что главные наблюдения мезомасштабных систем осадков произведены в умеренном морском климате Британии, тихоокеанского побережья США и Японии, где локальные шторма и линии шквала не столь часты (Browning, 1990 [128]), но и то, что классификации полос на фронтах по своей природе были генетическими, с подчеркнутой организующей ролью крупномасштабных движений в рамках учения о фронтах и циклонах. К. Браунинг подчеркивает, что первым

требованием для выделения конвейерной полосы (рис.6.2) является выбор «каркаса», или системы координат, синоптического масштаба, способного согласовать элементы осадков, наблюдаемых радаром, и других данных с движениями фронтальной системы. Отметим, что природа некоторых из типов полос, в рамках концепции (рис. 6.2 б) остается неясной. Так, К. Браунинг (Browning, 1990, с.442 [128]) задает вопрос о том, к какому типу: «наклонное восхождение в тыл» или «наклонное восхождение вперед» – должны относиться движения, чтобы возникли конвективные полосы теплого сектора (тип 2 и 5, по известной классификации полос осадков на фронтах Хауза и Хоббса, 1982 [131]).

### **6.3 К вопросу о системе координат**

В исследованиях структуры циркуляций в МСО возникает важный вопрос о выборе скорости движения системы координат (в англоязычной литературе соответствующий термин «frame of reference»), в которой адекватно отображаются процессы, происходящие в конвективных и слоистообразных зонах осадков. В первую очередь используется система координат, неподвижная относительно радара (термин «Ground Relative Wind» в англо-американских источниках, GRW), что является естественным выбором, но в GRW сложно сопоставить многие важные отличия мезомасштабных циркуляций в двух различных МСО, например, из-за различий в преобладающих скоростях ветра.

Большинство исследователей предпочитают рассматривать воздушные движения в системах координат относительно перемещающейся зоны конвективных осадков, или шторма как целого (термин «Storm Relative Wind», SRW). Представление SRW часто используется без сопоставления соответствия способа нахождения вектора перемещения масштабу явления: наиболее часто под штормом подразумевается мультячейковый или суперячейковый шторм, реже отдельные ячейки осадков, в случаях МКС — это линии шквалов. В последнем случае движения воздуха рассматриваются относительно



смещающегося ведущего края линии, скорость которого  $V_L$  вычитается из оценок скорости в перпендикулярном МЛШ направлении. Такой подход наиболее распространен в анализе радиолокационных данных, и заложен в основу концептуальной модели мезомасштабной конвективной системы Хауза и соавторов (рис.6.1).

Средняя скорость движения линии (шторма) определяется по смещению ее ведущего края (центроида), но наблюдения [93] показывают, что эта скорость изменяется в течение эволюции МЛШ (шторма), т.е. зависит от интервала осреднения, и возможно поэтому модель на рис. 6.1 отражает лишь зрелую стадию МКС. Как показано в главе 5, скорость ведущего края МЛШ близка к скорости плотностного потока, поэтому другой модификацией анализа в SRW, можно считать представление Браунинга (рис. 6.2), где в качестве основы взято движение холодного фронта, т.е. и в этом случае используется средняя скорость линии приземного фронта.

В главе 4 показано, что главные особенности системы осадков (скорости развития и диссипации, наличие ЗОСО, степень симметрии и др.) проявляются лишь при сравнении перемещения ведущего края МЛШ и компонент переноса элементов со среднетропосферным потоком  $V_m$ , который остается практически неизменным в течение нескольких часов и может быть оценен по среднему смещению центроидов отдельных ячеек  $C_b$  или по консервативным фрагментам поля. Наименование системы отсчета Mean Wind Relative (MWR), выбранное нами в [93], отражает именно тот факт, что циркуляции в МСО будут рассматриваться относительно скорости ведущего потока в средней тропосфере  $V_m$ .

### *6.3.1. Линии тока в «сверхбыстрой» МЛШ*

Рассмотрим, какую информацию можно получить, анализируя МЛШ в системах отсчета, связанных с «неподвижной землей», «плотностным потоком» и «пассивным переносом», и применяя их к горизонтальным движениям в

квазидвумерных МЛШ: «сверхбыстрой» из п.4.4.1 (рис. 6.3) и «сверхмедленной» п.4.4.2 (рис. 6.4). Поля скоростей на рисунках представлены в виде линий тока, которые в предположении, что МЛШ квазистационарны, можно рассматривать и как траектории частиц.

Из рис. 6.3 а видно, что поле скоростей «сверхбыстрой» МЛШ в неподвижной системе координат отличается тем, что общее движение частиц наблюдается по направлению движения МЛШ и только над ведущим краем линии шквалов обнаруживается область почти вертикальных движений в новой и зрелой ячейке. Такие вертикальные движения связаны областью среднеуровневой радиальной конвергенции (от амер. термина «mid-latitude radial convergence» – MARC) — явлением, на которое, как ни странно, обратили внимание лишь совсем недавно (Weisman, 2001, fig, 16 [44]). Предполагается, что это переходный регион между втоком в систему и тыловой струей МЛШ. Тем не менее такой регион нами найден практически во всех линиях шквалов и локальных штормах в стадии интенсификации новой ячейки. Очевидно, что до систематических наблюдений с помощью доплеровского радара с середины 90х использование различных техник анализа, таких как осреднение группы поперечных сечений и других, приводило к сглаживанию градиентов скорости у ведущего края шторма.

В отличие от «истинного» движения частиц по направлению движения системы на рис. 6.3 а, поле скоростей в SRW относительно МЛШ, движущейся со скоростью 25 м/с (рис. 6.3 б) демонстрирует, что большинство «траекторий» пронизывает МЛШ с фронта в тыл. Лишь в трех областях: оттока от системы на верхних уровнях в наковальне  $C_b$  ( $x = -10$  до 20 км), передней части холодного оттока от конвективной линии ( $x \sim -20$  км) и в тылу зоны слоистообразных осадков между  $x = 85$  и 128 км наблюдаются относительные движения в сторону фронта.

Сравнение рис.6.3 б с концептуальной моделью [132], представленной на рис. 6.1, приводит к выводу, что нисходящий поток с тыла к фронту линии вырождается в случае на рис. 6.3б в относительно небольшой

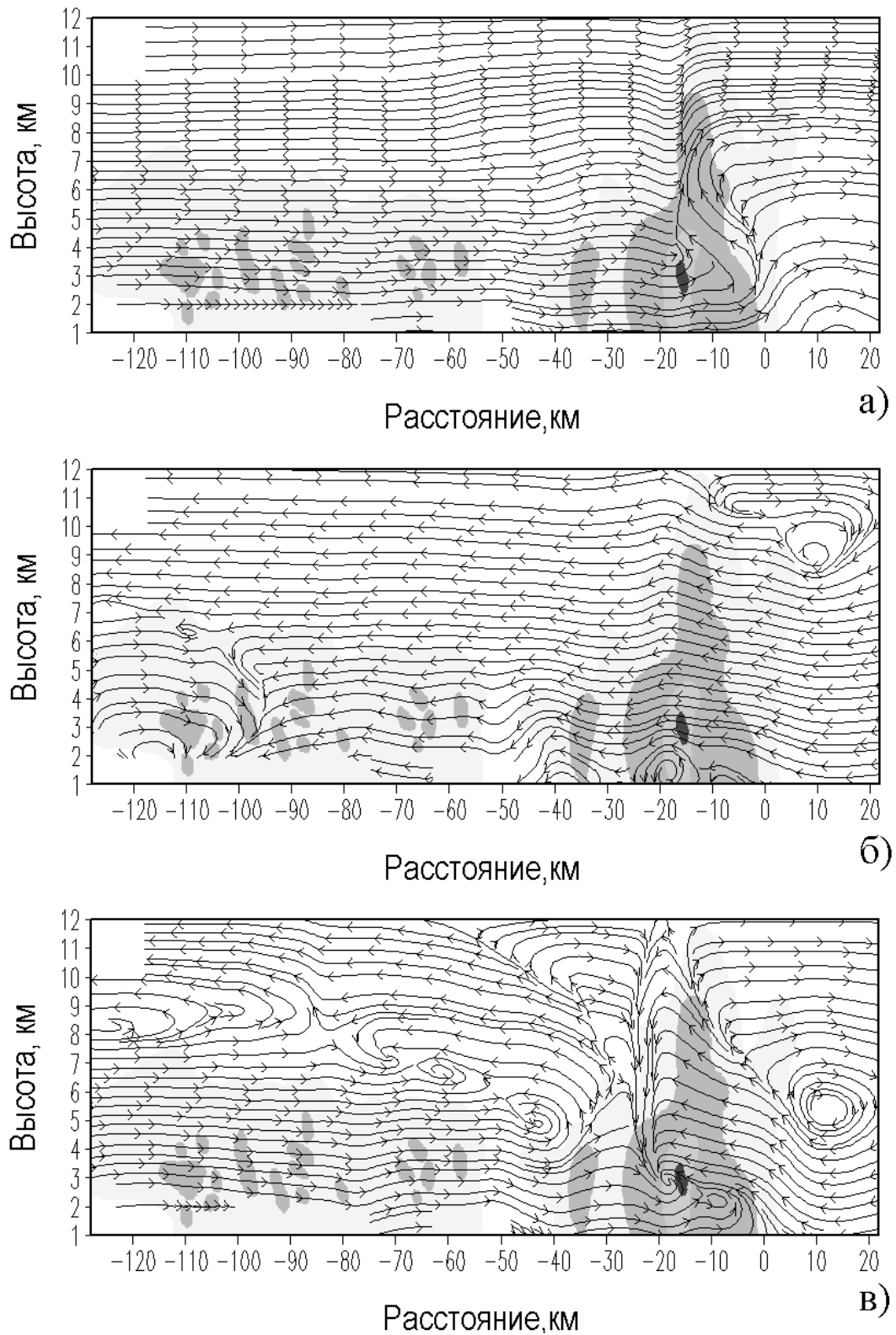


Рисунок 6.3 Линии тока в «сверхбыстрой» МЛШ 11/01/96, представленные в трех системах координат: а) относительно неподвижной земли; б) в системе координат  $SRW$ , движущейся со скоростью смещения линии шквалов  $V_L$ ; в) в системе координат  $MWR$ , связанной со среднетропосферным переносом  $V_m$ .  
Области с различной радиолокационной отражаемостью представлены оттенками серого цвета: 55, 50, 40 и 29 dBZ

вток в тылу системы. Интересно заметить, что первая модель МЛШ по доплеровскому анализу [140, fig.10] относилась именно к таким случаям, как на рис. 6.3 б, т.е. к случаю, когда тыловой вток присутствует, но не распространяется до ведущего края системы. Может возникнуть вопрос о том, не является ли представленная нами линия особым случаем МЛШ. Мы [123] утверждаем, что это скорее более типичный случай системы, нежели представленный на рис. 6.1. Дело в том, что схема, разработанная Хаузом, указывает на направление тылового втока, но не на его силу и тем более не на наличие непрерывного потока с тыла к ведущему краю системы. Один из авторов модели [23, с.383] впоследствии указывал, что только несколько МКС демонстрировали относительный вток со скоростью до 15 м/с на средних уровнях. Только в половине случаев вместо тылового втока наблюдалась зона стагнации – область со слабыми относительными движениями, направленными от ведущего края в тыл системы.

Браун и Хауз, 1994 [99] рассмотрели вариации скорости тылового втока вдоль МЛШ, наблюдавшейся 10-11 июня 1985 года в рамках эксперимента PRESTORM, с точки зрения изменений синоптического масштаба и пришли к выводу, что тыловой вток усиливается по двум причинам. Одна из них — внутренняя, то есть испарение и сублимация частиц осадков; другая определяется составляющей скорости тропосферного ветра, перпендикулярной оси линии шквалов, величина которой увеличивается с углублением ложбины давления большого масштаба, расположенной в тыловой части МЛШ. Хауз [23, с.387] делает вывод, что интенсивность тылового втока или стагнация относительных движений определяется внешними причинами, тогда как сам поток с тыла к фронту конвективной части системы — внутренними.

Ниже будет показано, что в системе координат MWR как конвективный тыловой вток, так и вток в тылу слоистообразного региона отмечаются во всех случаях зрелых МЛШ с ЗОСО. Таким образом модель, представленная на рис. 6.1 и основанная на SRW, не может рассматриваться как «архитипичная», т.е. обобщающая большинство случаев. Внутренняя проблема SRW заключалась

также в том, что средняя скорость МЛШ часто не подходит для анализа мгновенного поля скорости, и определение, является ли данное возмущение «втоком» или «оттоком», для величин скорости менее 5 м/с проблематично.

На рис. 6.3 в представлено поле линий тока относительно компоненты скорости пассивного переноса элементов  $V_{mn}$ , равной 12,5 м/с. Во-первых, визуальное поле в данной системе координат MWR значительно сложнее, чем на предыдущих картинах, причем это касается как конвективного, так и слоистообразного регионов МЛШ. Для конвективного региона характерно, что уровень нулевых горизонтальных скоростей перед линией шкала понижается до 6 км (по сравнению с рис. 6.3 б), а восходящие движения наклонены (ср. рис. 6.3 а), и линии тока расходятся<sup>3</sup> вблизи вершин зрелой и молодой ячеек. В диссипирующей ячейке происходит вертикализация нисходящих движений по всей толще тропосферы: они переносятся со скоростью среднетропосферного потока! Интересно, что только в MWR проявляется непосредственная связь между нисходящим движением и плотностным потоком под конвективным регионом. Становится очевидным, в частности, почему в передней части плато А повышенного давления под МЛШ наблюдается так называемый «грозовой нос», связанный с негидростатическим добавочным увеличением давления при столкновении нисходящих движений с поверхностью земли.

Неожиданно то, что элементы модели МКС (рис. 6.1): восходящий наклонный поток с фронта в тыл системы и нисходящий поток обратного направления, — проявляются именно в MWR (рис. 6.3 в). Главным отличием последней является то, что в зоне малых относительных скоростей (линия нулевых скоростей в MWR) возникает цепочка «вихрей», поскольку восходящие и нисходящие движения (1-2 м/с) здесь перемежаются между собой. Интерпретация этого явления [96, 137] предполагает наличие в слоистообразном регионе циркуляционных систем масштаба  $\gamma$  – генерирующих ячеек, движущихся со скоростью среднетропосферного потока. Очевидно, наклон линии нулевых относительных скоростей в этом случае демонстрирует,

<sup>3</sup> Очевидно, что ни дивергенция, ни завихренность не зависят от системы координат

что элементы слоистообразного региона, ответственные за осадки, имеют различную вертикальную протяженность: более старые ячейки локализуются в тылу на более высоких уровнях. В этом случае рис. 6.1 в воспроизводит многие модели осадкообразования на холодных фронтах, и в частности схему Браунинга (рис. 6.2 а).

Каким образом получилось, что MWR одновременно отобразило как схему 6.1, так и 6.2а? Дело в том, в том, что в основу первой схемы положены циркуляции в «сверхбыстрых» МЛШ, в которых безусловно должны существовать движения, определяющие её развитие, т.е. превышающие компоненту скорости её смещения. В работе [123] показано, что как в тыловом входе в *ЗОО*, так и тыловом входе *конвективного* региона максимальные превышения скорости в MWR примерно равны скорости развития МЛШ. Модель на рис. 6.2 а отражает движения в системе холодного фронта, который можно представить как быструю МЛШ, движущуюся со скоростью переноса. При детальном анализе работ, связанных с представлением «конвейерной полосы» можно заметить, что характерные разрезы в них представлены не перпендикулярно фронту (см. рис. 6.2 а), а под углом, вдоль оси системы осадков, т.е. компонента движения фронта вдоль такого разреза несоизмеримо меньше, чем при рассмотрении поперечных сечений (рис. 6.1)

В заключение можно сказать, что главный итог рассмотрения МЛШ в системе координат, представленной на рис. 6.1 в — это обоснование наличия в мезомасштабных системах двух сопоставимых по масштабу квазигоризонтальных слоев с противоположно направленными скоростями относительно ведущего края системы, причем верхний слой представлен в основном восходящими движениями, а нижний нисходящими, ось нулевых движений наклонена к горизонтали в соотношении примерно 1:20.

### 6.3.2. Линии тока в «сверхмедленной» МЛШ

Преимущества представления относительных движений в системе координат MWR проявляются также и для линий шквалов, в которых вектор развития  $V_{pn}$  имеет направление, противоположное вектору переноса  $V_{mn}$ . На рис. 6.4 представлены линии тока в трех системах координат, аналогично рис. 6.3: в неподвижной, в движущейся со скоростью линии 11,1 м/с и со скоростью переноса 15,5 м/с. Отличия «сверхмедленной» МЛШ существенны: зона стагнации движений в системе SRW не наблюдается; поток, направленный от зоны осадков слоистообразной в сторону конвективной облачности располагается в слое до высоты 4 км, а в MWR в области, ограниченной отражаемостью в 30 dBZ, этот поток наклонен к горизонтали в соотношении 3:20 и распространяется до высот 6 км. В зоне осадков слоистообразной облачности так же, как и в случае «сверхбыстрых» линий, линия относительных нулевых движений приподнята до высот 5 – 6 км и представлена цепочкой вихрей. Эффект «вертикализации» движений отмечается в MWR для восходящих движений.

С точки зрения модели, отраженной схематически на рис. 6.2 б, линии тока в «сверхмедленной» МЛШ (рис. 6.4 в) подобны «наклонному движению вперед» над теплым фронтом, причем здесь объединяются сразу все зоны осадков, как приземного и верхнего холодных фронтов, так и теплого фронта. Возникающий вопрос о сопоставимости горизонтальных масштабов на рис. 6.2 б и рис. 6.4 в разрешается, тем, что модель, представленная на рис. 6.2 б представляет собой разрез, сделанный вдоль зоны осадков. Обратившись к оригинальной статье Браунинга и Монка [129] можно убедиться, что масштаб зоны осадков на рис. 6.2 б составляет около 300 км, т.е. примерно равен продольному масштабу МЛШ. В таком случае при наблюдении картины движений поперечной МЛШ, подобной на рис. 6.4 в, с точки зрения синоптического анализа «сверхмедленную» МЛШ следует отнести к системе осадков теплого фронта.

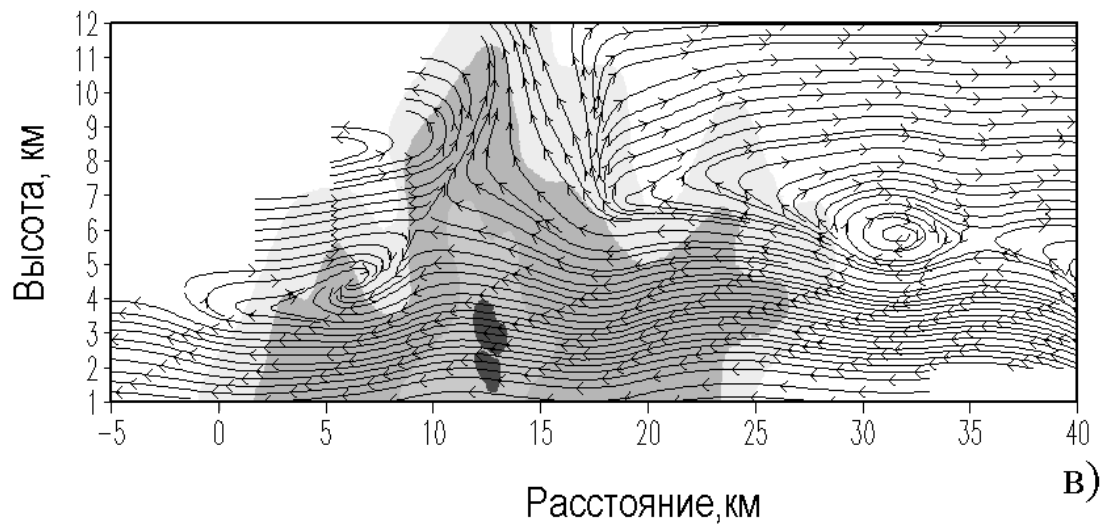
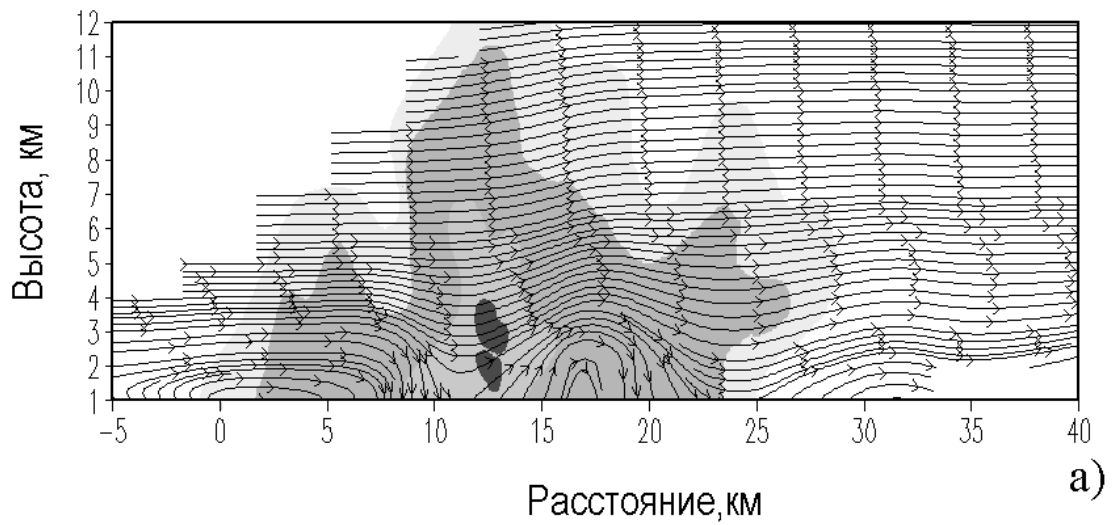


Рисунок 6.4 Линии тока в «сверхмедленной» МЛШ 08/11/95, представленные в трех системах координат: а) относительно неподвижной земли; б) в системе координат SRW, движущейся со скоростью смещения линии шквалов  $V_L$ ; в) в системе координат MWR, связанной со среднетропосферным переносом  $V_m$ . Области с различной радиолокационной отражаемостью представлены оттенками серого цвета: 55, 50, 40 и 29 dBZ



## 6.4 Примеры использования MWR в прогнозе

Возможность применения системы координат MWR не ограничивается только двумерными МЛШ, такими, как были рассмотрены выше. Важной особенностью MWR является то, что для анализа пригодны вертикальные сечения радиальной скорости, плоскость которых не обязательно перпендикулярна оси конвективной линии: для определения относительных движений используется проекция скорости переноса  $V_m$  на данную плоскость (данный азимут). В этом случае нулевые относительные скорости находятся в областях, где радиальная скорость  $V_R$  совпадает с проекцией вектора скорости переноса на плоскость сечения в данном азимуте. Тогда, определив знак относительных движений в рамках модели на рис. 6.3, для быстрых МЛШ движения, опережающие среднетропосферный перенос, могут интерпретироваться как нисходящие, а противоположные — как восходящие. В рамках модели на рис. 6.4 для медленных МЛШ соотношение будет обратным.

### 6.4.1 Тыловой вток и направление движения МЛШ

На рис. 6.5 представлены горизонтальные сечения поля радиолокационной отражаемости, сделанные 20 марта 1994 г. В тот день «сверхбыстрая» квазидвумерная мезомасштабная линия шквалов смещалась в направлении от  $225^{\circ}$  к  $45^{\circ}$  со скоростью  $V_L = 18 - 19$  м/с, пройдя г.Пелотас в 21 ч по местному времени со шквалистым усилением ветра до 15 м/с (рис.6.5 а,б, см. также рис. 5.1, 5.4 б, 5.5 в). Как и во многих других случаях, в данный момент линия принимает несколько изогнутую форму (от термина «bow-echo»). Далее в течение 1 часа двумерная линия трансформировалась в несколько относительно длинных сегментов различной ориентации (рис.6.5 в,г), т.е. процесс был вызван изменением скорости развития  $V_p$ , что часто наблюдается в течение эволюции двумерных МЛШ. В этих случаях физическая интерпретация

движений внутри линии в системе координат SRW затруднена, поскольку происходят заметные изменения в направлении и скорости движения.

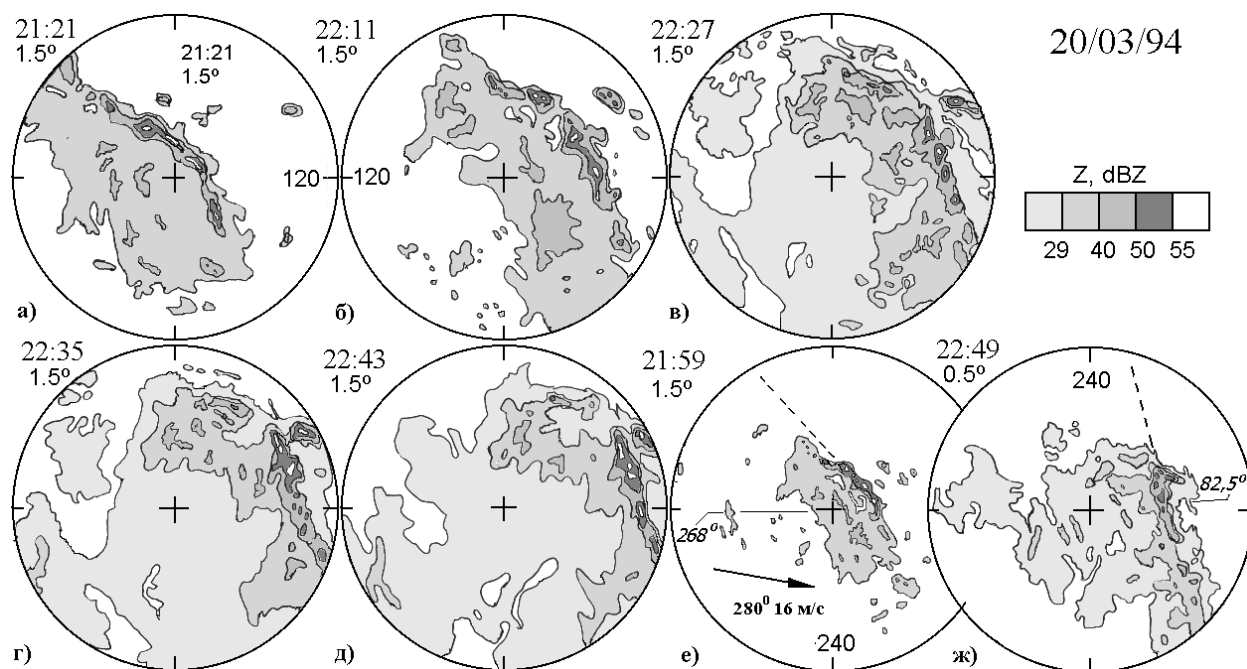


Рисунок 6.5 Эволюция «сверхбыстрой» МЛШ, наблюдавшейся 20 марта 1994 г.

Даже в самом начале наблюдений в 21:21 – 21:36 (рис.6.6 а), когда еще не произошло разделение линии, максимум радиальной скорости  $V_R$ , как и ожидалось, отмечается в конвективной области в плоскости, перпендикулярной оси линии. Другой максимум, равный 25 м/с, в средней тропосфере, в зоне осадков слоистообразной облачности находится в азимуте  $268.5^\circ$ , что составляет угол  $45^\circ$  с осью МЛШ. Мезомасштабный поток, который имеет такую скорость и составляет  $11.5^\circ$  с направлением скорости среднетропосферного переноса ( $280^\circ - 16$  м/с), превышая ее на 9 м/с, является тыловым втком. Как и в случае «сверхбыстрой» МЛШ, рассмотренной выше, вток расположен на разделении зоны осадков слоистообразной облачности на две части сразу за областью «яркой линии» (рис.6.6 а), состоящей из отдельных «генерирующих ячеек» с ядрами повышенной отражаемости более 50 dBZ.

Около 23:00 конвективный регион (рис.6.5 ж) вновь приобретает линейную форму, но теперь линия имеет квазимеридиональное направление,

тогда как первоначально ее ориентация была с СЗ на ЮВ. Таким образом, спустя час с половиной ось МЛШ стала направлена перпендикулярно изначальному направлению тылового втока.

Величины и градиенты радиальной скорости (рис.6.6 б) в направлении, перпендикулярном конвективной части линии 20/03/94, не такие большие в сравнении с МЛШ 11/01/96, рассмотренной в п.6.3, однако вертикальная структура движений аналогична рис. 6.3. Как и в других двумерных линиях, в

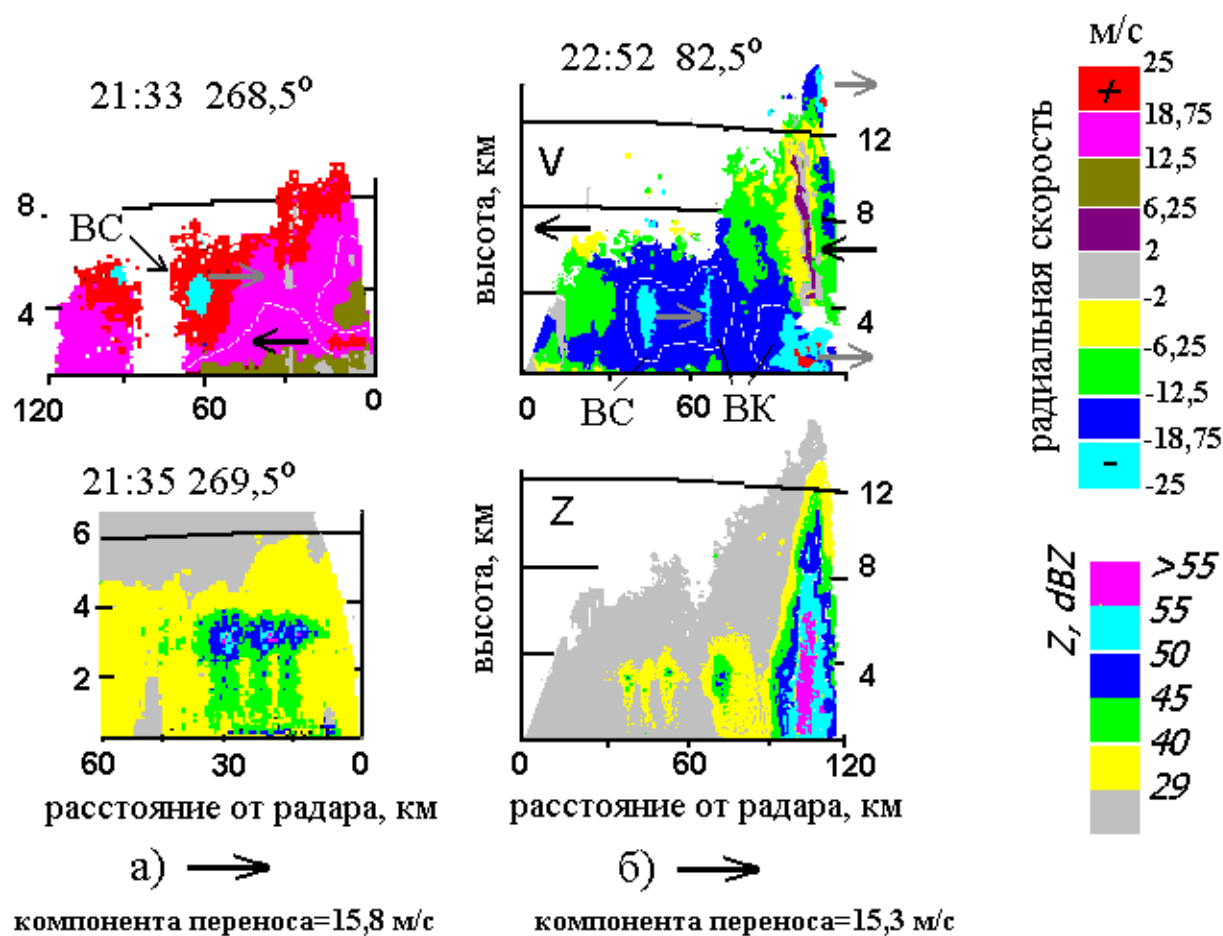


Рисунок 6.6 Проявление втоков в слоистообразный (BC) и конвективный (BK) регионы в МЛШ 20/03/94. Вверху ИДВ радиальных скоростей, внизу ИДВ р/л отражаемости. Пунктирная линия соответствует положению нулевых движений в MWR

этой МЛШ наблюдаются максимумы радиальной скорости в средней тропосфере в тылу зоны осадков слоистообразной облачности и в транзитной зоне, которые могут быть связаны с втоком в тылу слоистообразного региона

(BC) и конвективного (BK), который объединяется с сильным оттоком из конвективного региона.

Скорость линии менялась с 18 до 21 м/с в течение наблюдений, поэтому при использовании SRW можно выделить только ускорение движения под конвективным регионом, где под зрелой ячейкой шторма в голове плотностного потока достигаются скорости 25 м/с (данное наблюдение уже констатировалось в п.6.3). Поле радиальных скоростей МЛШ в центральной части слоистообразного региона, как видно из рис. 6.6.б, относительно однородно с преобладанием скоростей  $\sim 19$  м/с, что означает стагнацию движений. В то же время значения скоростей в этой области превышают величину компоненты скорости среднетропосферного переноса 15,3 м/с, т.е. при рассмотрении движения в системе координат MWR тыловой вток BC проявляется как вытянутая область, которая объединяется с втком конвективного региона BK, точно так же, как на рис. 6.3. Следует отметить, что наблюдения указывают на то, что чем больше скорость развития  $V_{pn}$  МЛШ, тем больше интенсивность тыловых втоков BC и BK в MWR. Например, относительная скорость около 18 м/с в тыловых втоках МЛШ, наблюдавшейся 11/01/1996, в два раза больше чем в МЛШ от 20/03/1994, соответственно и средние скорости развития этих линий  $V_{pn}$  имеют такое же соотношение: 11,7 м/с и 6 м/с.

#### *6.4.2 Шторма с индивидуальным развитием.*

В многих случаях применение системы координат SRW не представляется возможным, а неподвижная система координат (GRW) малоэффективна. Одним из таких случаев являются одновременно существующие шторма, которые смещаются с различными скоростями и в разных направлениях в связи с индивидуальными особенностями развития. Поскольку система координат MWR не зависит от величины скорости развития, то её применение возможно и в этом случае.

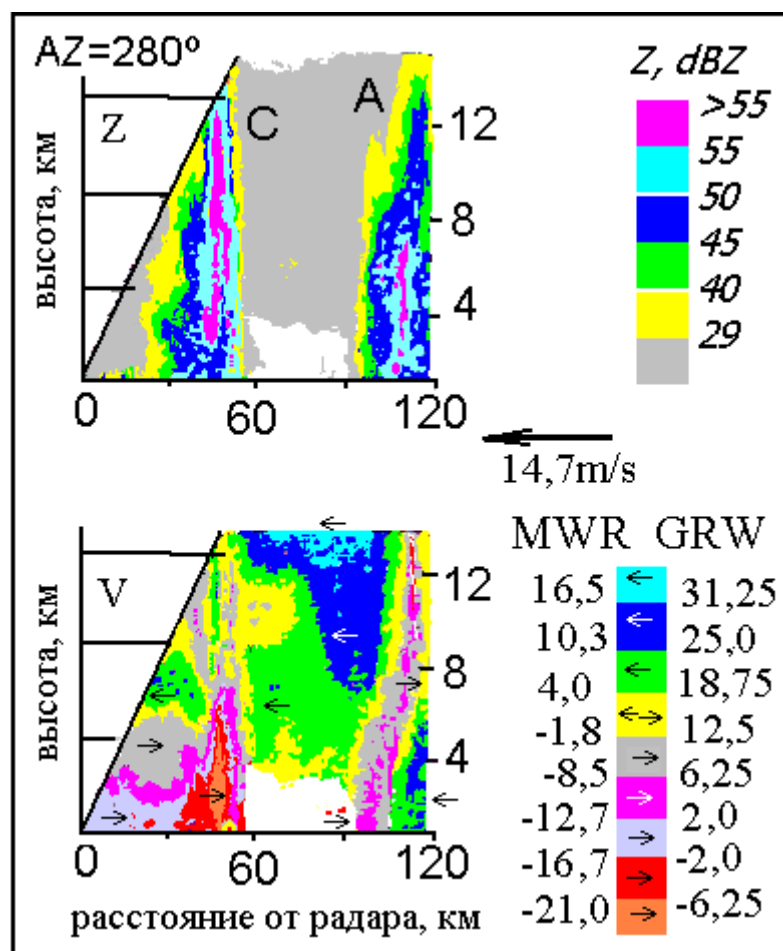


Рисунок 6.7 Применение системы координат MWR к моменту начала слияния штормов с МЛШ 11/01/96. Вверху представлен ИДВ р/л отражаемости МЛШ А и С, сделанный в азимуте  $280^\circ$ ; внизу ИДВ радиальной скорости, представлена шкала скоростей в неподвижной системе координат GRW и в MWR.

Рассмотрим вновь случай сверхбыстрой МЛШ 11/01/1996 в момент перед слиянием с нею штормов линии С (см. рис. 4.1 д), имеющей отрицательный вектор развития. Сложная система циркуляций, представленная на рис.6.7, не позволяет четко выделить втоки и оттоки между штормами в неподвижной системе координат GRW. Поскольку скорость МЛШ С направлена с запада на восток и равна 10-11 м/с, а МЛШ А на данный момент времени движется со скоростью 22 м/с, то и для анализа SRW невозможно выбрать единственную скорость. В то же время, вычитая из радиальной скорости  $V_R$  компоненту вектора переноса на плоскость вертикального сечения (в данном случае это  $18 \cdot \cos(315^\circ - 280^\circ) = 14,7 \text{ м/с}$ ), потоки, связанные с обоими штормами, четко отображаются в системе координат MWR. Например, относительные отрицательные скорости (на расстоянии от 0 до 55 км)

отражают интенсивный отток от МЛШ С. Этот отток, занимая слой от поверхности до 4 км в области больших градиентов отражаемости, поддерживает зону, расположенную от 55 до 60 км на рис. 6.7, где наблюдается преобразование положительных относительных скоростей в почти нулевые, что означает преобразование горизонтального втока в восходящее движение. То есть МЛШ С в данный момент времени представляет собой линию отдельных штормов, в целом такие движения подобны схеме на рис. 6.4 сверхмедленной МЛШ. В данном случае МЛШ С развивается в теплом секторе циклона и структура её циркуляций может быть условно отнесена к наклонному движению в тыл (рис. 6.2).

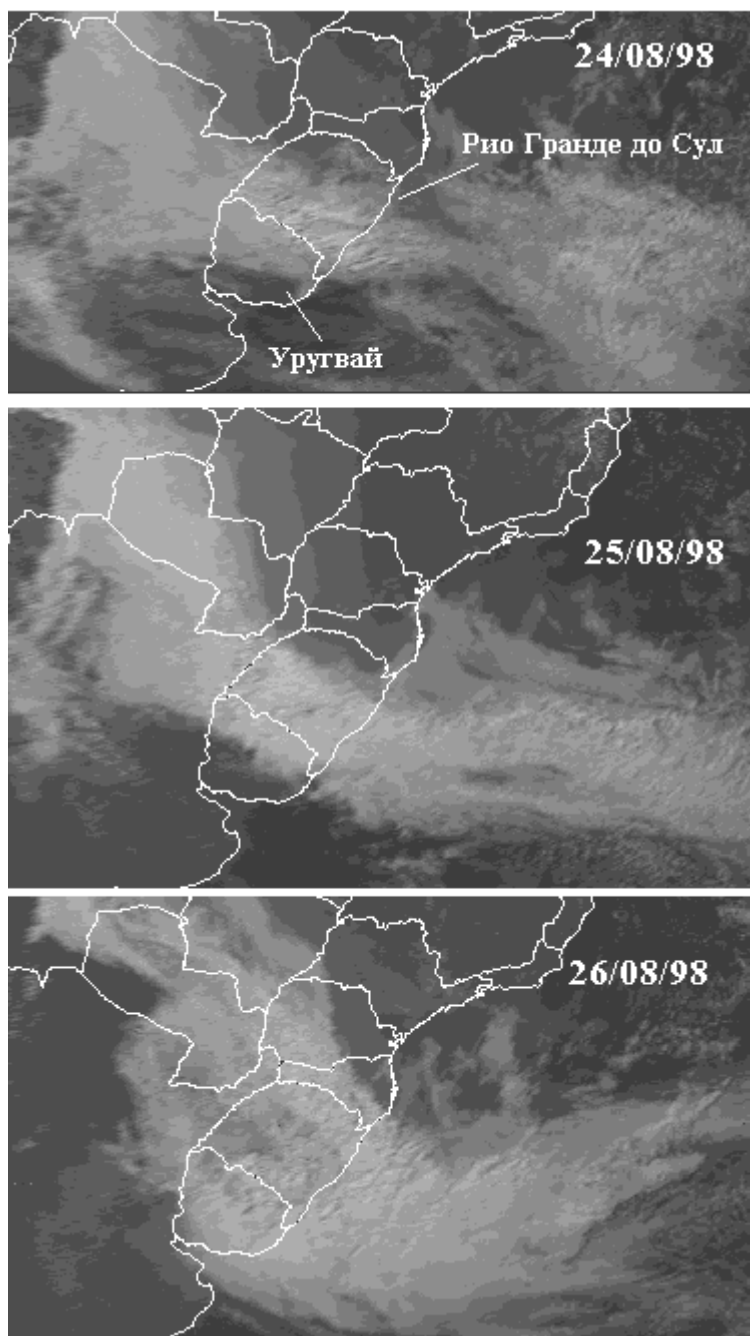
Отметим, что в исследованных 22 относительно долгоживущих локальных штормов в системах N1 определение области интенсивного оттока нижних уровней и втока на средних уровнях не вызывало затруднений. Во всех случаях область наибольшей интенсивности оттока в MWR совпадало с направлением развития шторма на промежутках времени не менее получаса от момента снимка.

#### *6.4.3 Квазистационарные фронты*

Одним из важных аргументов в пользу MWR является возможность диагноза и прогноза эволюции квазистационарных МСО. Возникновение таких систем над территорией штата Рио Гранде до Сул характерно для зимы и начала весны, с июня по сентябрь, когда ось струйного течения полярного фронта располагается над регионом и скорость переноса элементов систем осадков, как показано в главе 3, достигает своего внутригодового максимума. Несмотря на то, что в этот период возникают линейные и нелинейные конвективные системы со значительным количеством градовых штормов, в суммах осадков периода, очевидно, доминируют те системы, которые в условиях высоких скоростей потока остаются долгое время над одним регионом. Стационарные системы могут производить суммы осадков, которые

отражаются на климатических аномалиях не только сезона, но и года в целом.

Примером одной из таких систем, наблюдавшейся в период глубокого



*Рисунок 6.8 Спутниковые изображения в видимом диапазоне облачности стационарного фронта 24 – 26 августа 1998 г.*

Эль-Ниньо, является облачность стационарного фронта, которая с 24 по 26 августа 1998 г. на станции Пелотас дала более 1,3 месячной нормы осадков (175 мм). На спутниковых снимках Meteosat-5 в видимом диапазоне (рис.6.8) заметно, что фронт имеет ориентацию с СЗ на ЮВ и в течение 24-25 августа на нём периодически возникают волноподобные возмущения, причём только к ночи 26 августа одна из волн трансформировалась в хорошо выраженный циклонический вихрь на верхних уровнях, который стал смещаться с запада Уругвая на восток побережья Рио Гранде до Сул, что сопровождалось быстрым уменьшением давления у

поверхности земли с 1018 до 998 гПа за сутки и усилением ветра до 26 м/с. К вечеру 27 августа вся система сместилась к северу.

В данном разделе будет показано применение системы координат MWR к анализу структуры циркуляций в мезомасштабной системе осадков,

наблюдавшейся во второй половине дня 24 августа 1998 г. Особенностью этой фазы фронта является то, что непрерывный дождь в г.Пелотас продолжался более полутора суток, сумма осадков за 24-часовой период с 13:00 24/08 по 25/08 составила 104 мм, или почти 80% от месячной нормы (131,8 мм) для станций региона. Уникальность данного случая подчеркивается и тем, что такие осадки находятся в диапазоне экстремальных суточных сумм осадков за 30 летний период на станциях региона (96-112 мм), причем почти половина осадков (49 мм) выпало после значительного усиления интенсивности дождя между 16:00 и 24:00 часами.

#### **а) Комплексная структура квазистационарных МСО**

На рис. 6.9 а показаны фрагменты поля радиолокационной отражаемости, представляющего собой полосу, ориентированную приблизительно по направлению ветра в средней тропосфере. Очевидно, что направление движения системы неопределенно, заметны лишь колебания ее границы за счет развития и смещения скоплений меньшего масштаба (например, А и В) внутри полосы. Благодаря таким скоплениям интенсивность осадков стационарных МСО имеет значительные колебания во времени: во всех шести случаях долгоживущих МСО, исследованных в [124], на плювиограммах обнаружены квазипериодические усиления осадков, вызванные прохождением скоплений  $\beta$ -мезомасштаба с пространственным периодом 80-120 км. Наиболее явно комплексный характер квазистационарных фронтов проявляется при аккумуляции осадков в системе координат, движущейся со скоростью переноса элементов. На рис. 6.9 б показан типичный для таких МСО результат аккумуляции осадков – отражаемости 30 и 45 dBZ, иллюстрирующий одновременно наличие двух продольных мезо- $\alpha$ -полос и поперечных  $\beta$ -масштабных «волн», которые на мгновенных снимках выражаются в уширении и сужении зон осадков полос  $\alpha$ -масштаба. В отдельных случаях такие «волны», перемещаясь вдоль главной оси системы, развиваются в конвективные линии, подобные МЛШ. Возможные причины кратко обсуждаются



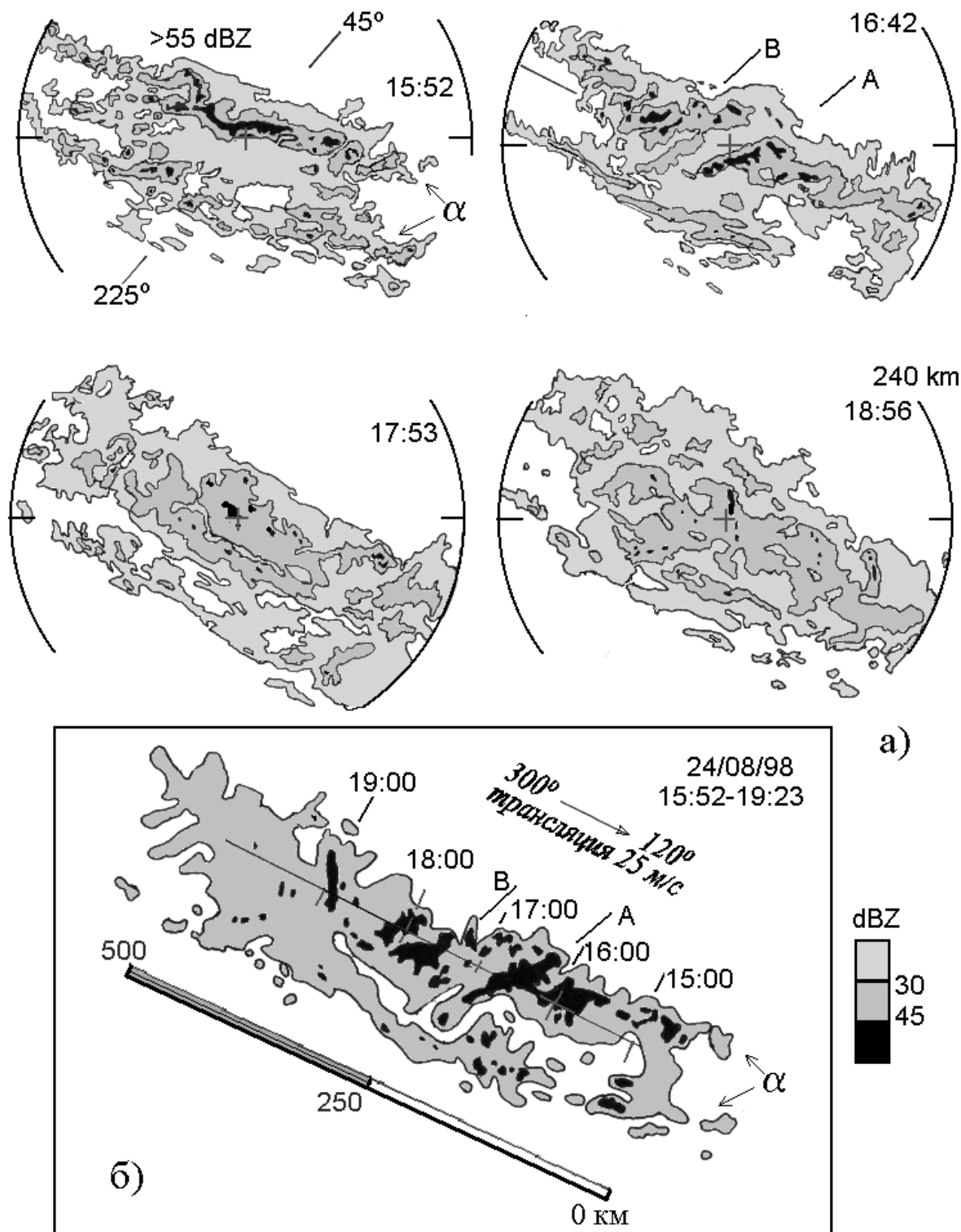


Рисунок 6.9 Эволюция МСО на стационарном фронте 24/08/98. а) ИКО радиолокационной отражаемости в радиусе 240 км под углом  $0,5$ . С начальной стадии развития прослеживается структура двух полос масштаба мезо- $\alpha$ , обозначенных  $\alpha$ , А и В – скопления меньшего масштаба; б) проявление структуры полос мезо- $\alpha$  и поперечных циркуляций на интегральном изображении зон осадков, накопленных в течение промежутка 15:52-19:23

в [124] и выходят за рамки данной работы. В условиях оперативного прогноза появление таких возмущений в поле отражаемости часто ведет к неверной интерпретации направления смещения системы и оценке суммы осадков на ближайшие часы. Например развитие мезо- $\beta$ -масштабных возмущений А и В в поле отражаемости между 15:52 и 16:42 (рис. 6.9) формально свидетельствует о движении МСО на север, тогда как двумя часами позже ось МСО оказывается южнее радара.

Тем не менее, даже в таких сложных для анализа случаях применение системы координат MWR позволяет оперативно интерпретировать структуру циркуляций в рамках моделей «быстрой» и «медленной» МЛШ и обоснованно прогнозировать интенсивность и длительность осадков, уточняя тип и стадию развития системы синоптического масштаба.

#### **б) Направление движения квазистационарных МСО**

Анализ поперечных циркуляций квазистационарных систем осадков можно производить как в неподвижной системе координат (GRW), так и в MWR, движущейся со скоростью среднетропосферного потока, который направлен почти параллельно оси МСО: с СЗ на ЮВ ( $300^0$  - 25 м/с). На рис.6.10 а представлена вертикальная структура горизонтальных скоростей в плоскости, почти перпендикулярной оси МСО, на момент времени до начала наиболее интенсивных осадков на метеостанции. Частицы воздуха на нижних уровнях до высот 4 км (на удалении от -40 до +50 км от радара) в этой плоскости почти неподвижны, с тенденцией слабого смещения с северо-востока на юго-запад, и лишь на удалении +50 км их скорость на высоте 2 км превышает 2-3 м/с. Проекция скорости переноса на данную плоскость имеет значение 6,5 м/с, и направление от радара на северо-восток (см. рис.6.10 б), в MWR слабые движения на юго-запад, обнаруженные выше, проявляются как вток воздуха в систему с северо-востока, со скоростью более 8,5 м/с. Напротив, если в неподвижной системе координат, на уровнях выше 4 км на рис.6.10 а, наблюдаются скорости, направленные от радара на северо-восток, возрастая от

6 м/с на уровне в 5 км до 19-25 м/с на высотах порядка 10 км, то в представлении MWR эти скорости становятся более умеренными, то есть от 0 до 12 -19 м/с.

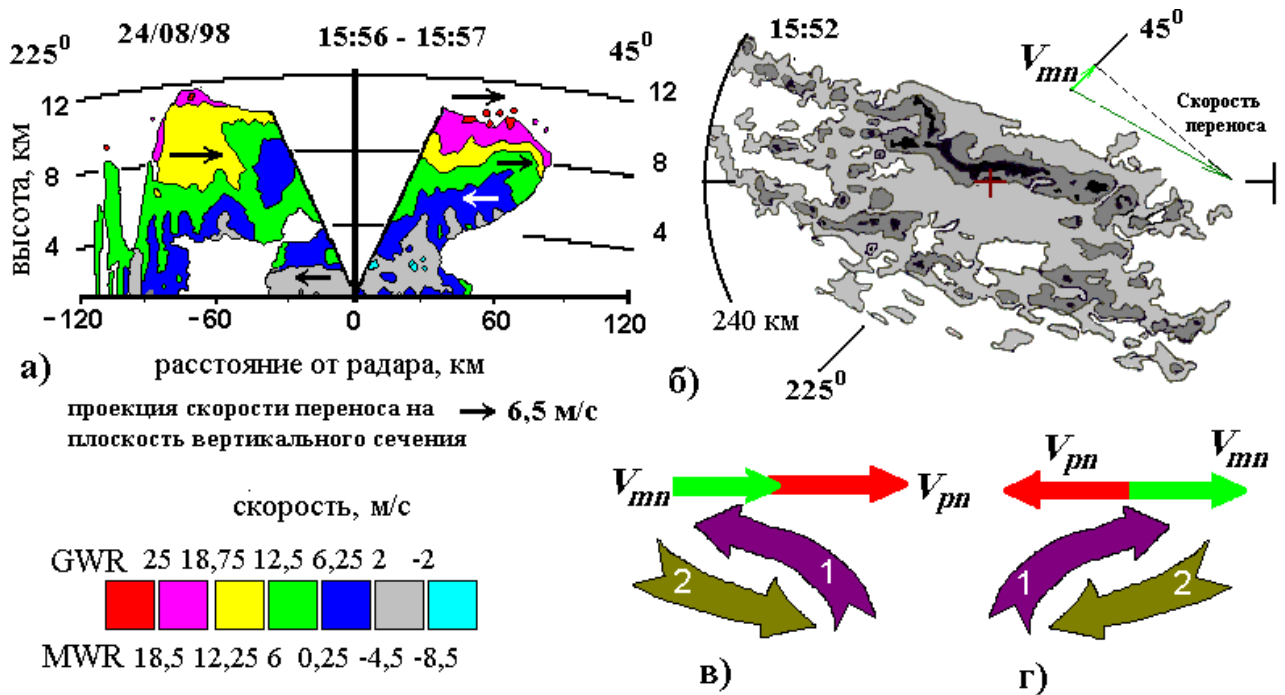


Рисунок 6.10 Пример анализа в MWR применительно к участку квазистационарного фронта 24/08/98.

Вертикальная структура движений (а) в азимуте, сделанном почти перпендикулярно квазистационарной МСО, представленной на ИКО (б) и гипотетические схемы мезомасштабных потоков «сверхбыстрой» (в) и «сверхмедленной» (г) МЛШ, которые могут использоваться для интерпретации этих движений.

Радиальные скорости представлены как скорости движения относительно неподвижной земли (GWR) и относительно компоненты скорости переноса (MWR), положительное направление выбрано в сторону переноса  $V_{mn}$  элементов МСО. Наклон нулевой линии в MWR (граница синего и зеленого) позволяет интерпретировать участок фронта по схеме (г) «теплого участка».

Поскольку на ИКО квазистационарная МСО на рис.6.10 б представляет собой конвективную линию с максимальной отражаемостью  $Z > 55$  dBZ на северо-востоке и полосу более слабых осадков к югу, то данная МСО может быть интерпретирована как мезомасштабная линия шквалов с зоной слоистообразных осадков, движущаяся на северо-восток. Если данное предположение верно, то вектор развития  $V_{pn}$  должен совпадать по направлению с компонентой скорости переноса  $V_{mn}$  и перед нами «быстрая» МЛШ. В схеме «быстрой» МЛШ мезомасштабный поток, восходящий от

конвективной зоны, направлен в тыл слоистообразной зоны в верхней тропосфере (стрелка 1), а тыловой вток (стрелка 2) в систему со стороны ЗОСО опускается до конвективной части системы (рис.6.10 в). В этом случае слой относительных нулевых движений MWR, разделяющий эти два мезомасштабных потока, должен иметь наклон от предполагаемого ЗОСО на юге к конвективной линии на севере. Однако, анализируя рис.6.10 а, можно убедиться, что зона нулевых скоростей в MWR имеет обратный наклон, понижаясь от предполагаемого «фронта» МЛШ в точке +50 км с 4-5 км до 1 км в её «тылу» (– 40 км).

Возникающее противоречие между визуально определяемой структурой «быстрой» МЛШ и направлением восходящих и нисходящих мезомасштабных потоков можно разрешить, если взглянуть на данную МСО через схему движений «медленной» МЛШ (рис. 6.4, 6.10 г.), где наклон линии нулевых скоростей, очевидно, совпадает с наблюдаемым (рис. 6.10 а). Приведем наиболее значимые доводы в пользу того, что именно эта схема удовлетворительно объясняла последующие события, связанные с эволюцией данной МСО.

Медленные МЛШ, как указывалось ранее, не обязательно перемещаются по направлению потока с меньшей скоростью. При значительной величине вектора развития фронт системы может двигаться и в обратном переносу направлении. В нашем случае, когда поперечная составляющая вектора трансляции  $V_{mn}$  невелика, «отрицательное» развитие может означать приближение МЛШ к радару. С поправкой на возможную разнонаправленность поперечного развития сегментов стационарных систем, непрерывно уходящих из зоны обзора, на ИКО, сделанном через два часа (рис.6.11а), отмечается, что несмотря на общее снижение интенсивности, полоса более интенсивных осадков находится южнее радара, а севернее радара осадки более «однородны». Вертикальная структура Z на рис.6.11 а явно отражает развитие новых конвективных ячеек в юго-западном направлении и, очевидно, нисходящий

поток имеет наклон с севера на юг, т.е. от зоны слоистообразной облачности к переднему «конвективному» краю. Выше данного слоя воздуха обнаруживается

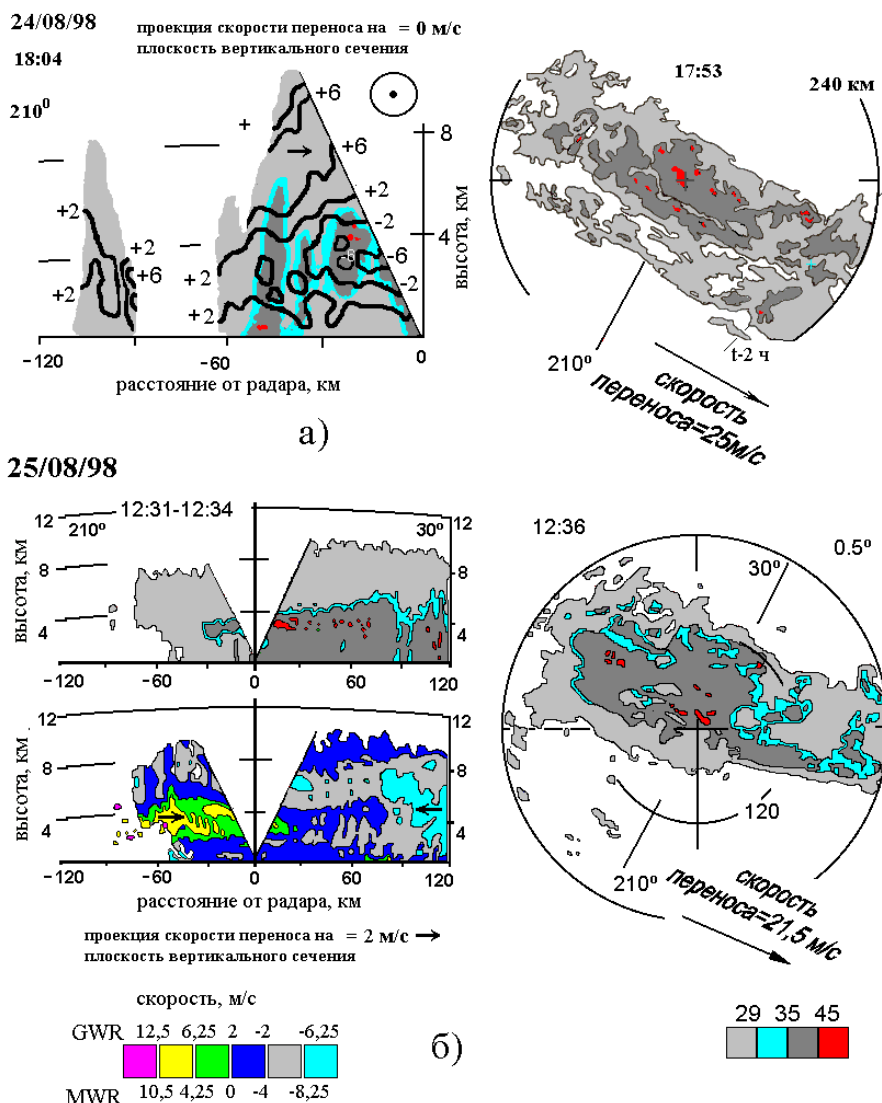


Рисунок 6.11 Теплый (24/08/98) и холодный (25/08/98) участки квазистационарного фронта. а) ИДВ р/л отражаемости и изолинии радиальной скорости (слева) в направлении, перпендикулярном скорости переноса, а также структура поля р/л отражаемости (справа). Изображения, сделанные через 2 часа после снимка на рис.6.10 а ( положение разреза отмечено как  $t-2$  ч) убеждают, что перед нами теплый участок фронта. Заметим, что на сечении  $t-2$ , которое «унесено» потоком на 180 км от радара, продолжается развитие поперечного возмущения, вызывающего уширение полосы как на север, так и на юг.

б) В MWR вертикальная структура движений на участке фронта 25/08/98 однозначно интерпретируется как «сверхмедленная». Заметно, что тыловой вток (желтый и розовый) направленный в положительном) в систему достигая в MWR 10,5 м/с, приподнятый на южной границе ЗОСО до среднего уровня тропосферы ныряет под восходящие движения на севере. Структура ИКО тем не менее далеко не однозначна.

другой, противоположного направления, т.е. движения безусловно согласуются со схемой на рис.6.4 и 6.10 г.

Таким образом, наклон поверхности нулевых относительных движений в противовес видимой структуре поля отражаемости на рис.6.10 б и формальной флуктуации сегмента осадков на север из-за развития волнового возмущения (рис. 6.9, рис.6.11 а) однозначно показал, что на рис.6.10 а наблюдается участок фронта, соответствующий «сверхмедленной» МЛШ, и позволил предполагать перемещение зон интенсивных осадков в южном и юго-западном направлении с заблаговременностью не менее 2 часов до того момента, когда это смещение стало очевидным (рис.6.11 а). С точки зрения синоптического анализа (рис. 6.2), мезомасштабная система в этом случае может интерпретироваться как «теплый» участок стационарного фронта.

Заметим, что на следующий день 25/08/98 (рис. 6.11 б) на фоне небольшого ослабления скорости переноса с 25 до 21,5 м/с, принявшей чуть более широтное направление ( $295^0$ ), поле осадков квазистационарного фронта сохранило форму полосы, став более однородным, чем в предыдущие сутки, но локальные усиления интенсивности осадков, связанные с  $\beta$ -мезомасштабными возмущениями, продолжали наблюдаться. Радиальные скорости, представленные в MWR к середине дня, свидетельствуют, что система относительных движений приобрела форму, характерную для сверхбыстрой МЛШ (рис. 6.10 в), и система осадков начала смещаться на север. Таким образом, можно резюмировать, что в течение двух суток 24-25 августа над радаром последовательно находились «теплый» и «холодный» участки квазистационарного фронта, и в обоих случаях смещение его к югу или северу можно было прогнозировать, используя MWR.

#### *6.4.4 Особенности формирования полос осадков на фронтах и в циклонах.*

Наиболее важным применением анализа в MWR является интерпретация будущего развития полос осадков в начальный период формирования участков стационарных фронтов и циклонов. В большинстве из 15 исследованных нами случаев глубоких циклонов интерпретация «теплых» и «холодных» участков в MWR по схеме сверхбыстрой и сверхмедленной МЛШ не представляет

затруднения. В то же время наличие на полосах участков с поперечными циркуляциями может осложнить интерпретацию.

Рассмотрим в качестве примера анализ начального периода формирования полос в циклоне 31 августа 1999 года. На рисунке 6.12 а показан ИКО в радиусе 120 км отражаемости  $Z$  и соответствующие ИДВ. Структура поля отражаемости сложная и к данному моменту может быть скорее отнесена к нелинейным МСО. С другой стороны очевидно, что зона слоистообразных осадков смещается впереди конвекции. Применение MWR в направлении, близком к скорости переноса, на первый взгляд также свидетельствует о том, что перед нами сверхмедленная МЛШ и интерпретация может производиться по схеме на рис.6.4 (6.10 г). Действительно, в области от  $-30$  км до 120 км как наклон потока 1:10, так и тыловое ослабление более чем на 6 м/с на средних уровнях в ведущей по отношению к конвективному региону ЗОСО, представляют знакомую нам схему «сверхмедленной» МЛШ.

Тем не менее интерпретация по единой схеме всех элементов вертикального сечения на рис. 6.12 б в не совсем верна: наиболее мощная ячейка в 60 км к СЗ от радара является одним из первых элементов полосы осадков, развивавшейся почти вдоль потока (см. 7:40-9:15 на рис. 6.13 а). Действительно, анализ сечений в азимуте  $270^0$ , сделанных почти одновременно с ИДВ на рис.6.12 б и других, показал, что характерный для «сверхмедленных» наклонный вток в конвективный регион с относительными движениями нижних уровней, которые имеют противоположное направление к скорости переноса, находится на западе — юго-западе от представленного на рис.6.12 б сечения.

Проблемы, возникающие при интерпретации одиночных вертикальных сечений в период формирования фронтальных полос, часто снимаются, если принять во внимание возможность периодических возмущений основной полосовой структуры. Как показывают аккумулярованные изображения (рис. 6.13 б) в движущейся с потоком системе координат, на этой полосе масштаба мезо- $\alpha$ , как и в рассмотренном в п. 6.4 случае, развиваются

возмущения мезо- $\beta$  масштаба под углом к основной полосе. В данном случае нами сделан разрез этого поперечного к фронтальным полосам возмущения.

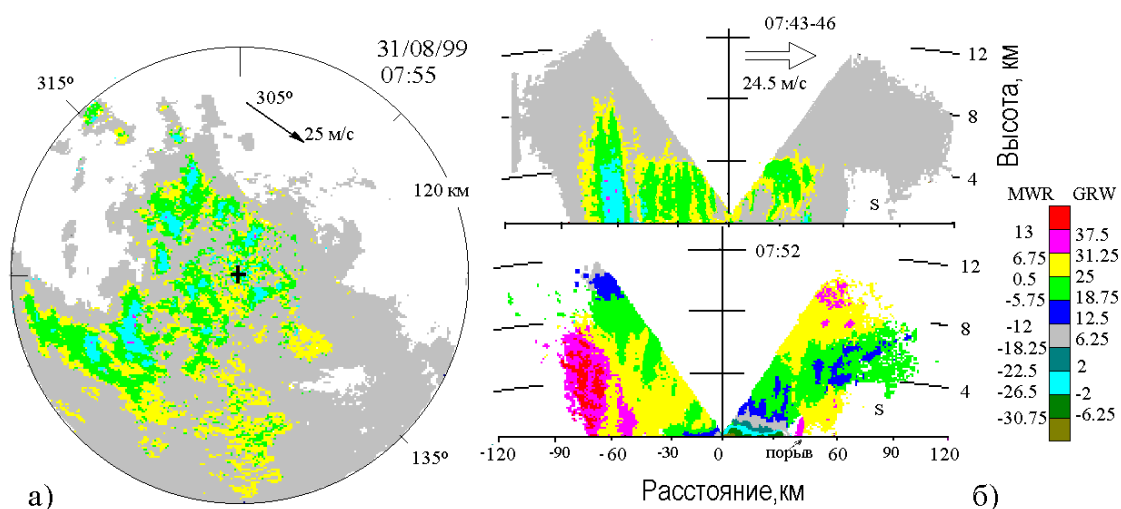


Рисунок 6.12 Интерпретация системы движений в стационарной МСО 31/08/99 в начальный момент развития возмущения. Поле отражаемости на ИКО (а) и ИДВ (б) предполагает «сверхмедленную» МЛШ. Однако на ИДВ радиальных скоростей (в азимуте  $315-135^\circ$ ) представленных в MWR, кроме очевидного наклона и втоков по схеме 6.10 г, обнаруживаются некоторые отличия от этой схемы (см. текст).

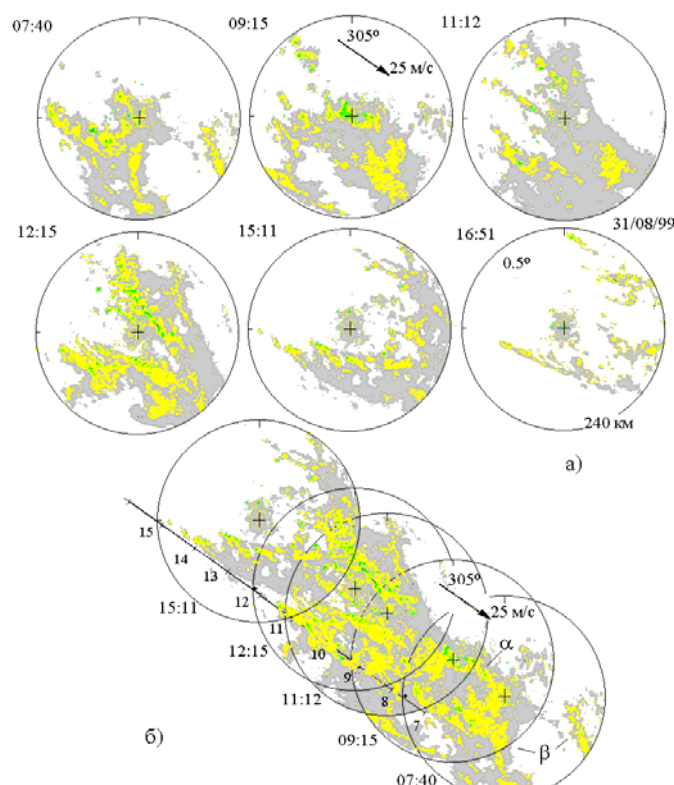


Рисунок 6.13 Фрагменты эволюции поля отражаемости 31/08/98 а) последовательные снимки и б) их аккумуляция в системе координат, движущейся со скоростью переноса; Отмечены поперечные возмущения мезо- $\beta$  масштаба на фронтальной полосе масштаба мезо- $\alpha$ .



### 6.5 Втоки в зону осадков слоистообразной облачности

Как видно из изложенного выше, втоки в ЗОСО в быстрых МЛШ (рис. 6.3, 6.9) и им подобных МСО (рис. 6.11 б) представляются в виде локального усиления ветра по сравнению со скоростью переноса и, наоборот, в медленных МЛШ (рис. 6.4) и им подобных МСО (рис. 6.10, рис. 6.12) — как локальное ослабление скорости ветра на средних уровнях. Одним из примечательных явлений, очевидно, связанных с такими втоками, является дивергенция ветра вблизи поверхности земли. Например, такая область заметна на рис. 6.11 б в тылу «быстрого» участка квазистационарного фронта ( $x \sim -55 \text{ км}$ ), и на рис. 6.10 а ( $x \sim +50 \text{ км}$ ), на рис. 6.12 б ( $x \sim +35 \text{ км}$ ), относящихся к «медленным» участкам. Во всех отмеченных выше случаях, такая область приблизительно совпадает с краем ЗОСО, где оканчивается область вторичного максимума осадков. Например, на рис. 6.12 б нисходящий тыловой вток более 6 м/с, начинаясь на уровне около 7 км ( $x = +90 \text{ км}$ ), достигает поверхности земли приблизительно в 10-20 км от радара, где начинает растекаться. Относительные движения в MWR при этом достигают скорости 30 м/с; такие сильные относительные движения оставляют заметный след в виде выгнутой формы полос осадков ячеек ЗОСО. Возможно, дивергенция именно этого потока приводит к образованию «обратного» фронта порывистости, где вблизи поверхности земли под ЗОСО фиксируются радиальные скорости 30 м/с (см. также рис. 6.10-6.11). Неизвестно, является ли это «теплым» или «холодным» порывом и какова скорость ветра на уровне флюгера, но по сообщению Абдуллаева [119], наблюдавшего в ряде случаев прохождение слоистообразного региона с характерной свисающей вниз сигарообразной областью S слабого радиоэха, порывы происходят на фоне локального увеличения температуры. Анализируя рисунки, видим, что локальная область, ограниченная таким навесом, обычно имеет горизонтальные размеры около 50 км.

Как показано в главе 5, в тылу ЗОСО обычно формируется тыловая депрессия, причем градиенты давления в тыловой депрессии по величине в

ряде случаев сопоставимы с наблюдаемыми у ведущего края МЛШ. Так, Джонсон, 1996 [134] наблюдал в тылу одной из МКС падение давления 10 гПа за 20 минут, т.е. сравнимое с градиентом давления в центре урагана, что привело к порывам ветра до 24 м/с. В отдельных случаях скорости до 20 м/с наблюдались в тылу ЗОСО МЛШ и в нашей выборке (глава 5). Больших значений ветра не наблюдается, видимо, только из-за относительно быстрого смещения тыловой депрессии и её менее стабильного характера, чем это наблюдается в тропических циклонах. Дальнейшие наблюдения показали (Stumpf, 1991 [141] среди прочих), что аналог тыловой мезодепрессии может появляться позади слоистообразного региона в МКС со сложной нелинейной организацией конвективных элементов.

Таким образом, положение тыловой депрессии и величина тылового ускорения могут явиться важным фактором для прогноза новых усиления ветра, подчас далеко за линией конвекции. Опасность холодных и теплых микропорывов<sup>1</sup> подчеркивали Фуджита и Маккарти, 1990 [130], обнаружившие, что в 51 случае крушений или аварий самолетов за период 1959-1983 гг. в США, 65% были связаны с конвективными штормами, тогда как остальные могут быть связаны с тыловой депрессией (Johnson, 2001 [135]). На наш взгляд одним из возможных факторов, ведущих к таким событиям, может стать сильный сдвиг ветра, вызванной тыловой струей.

На рисунке 6.14 представлены примеры вертикальных профилей ветра, зафиксированных вблизи края зоны слоистообразных осадков различных МСО, отнесенных нами к быстрым и медленным в зависимости от направления и наклона втока по отношению к вектору переноса.

---

<sup>1</sup> Wilson & Wakimoto 2001 указывают, несмотря на работы Фуджиты, Баерса и Брэхэма, что большинство метеорологов не согласны с тем, что нисходящие потоки размерами около 1 км могут достичь поверхности без более ранней дивергенции.

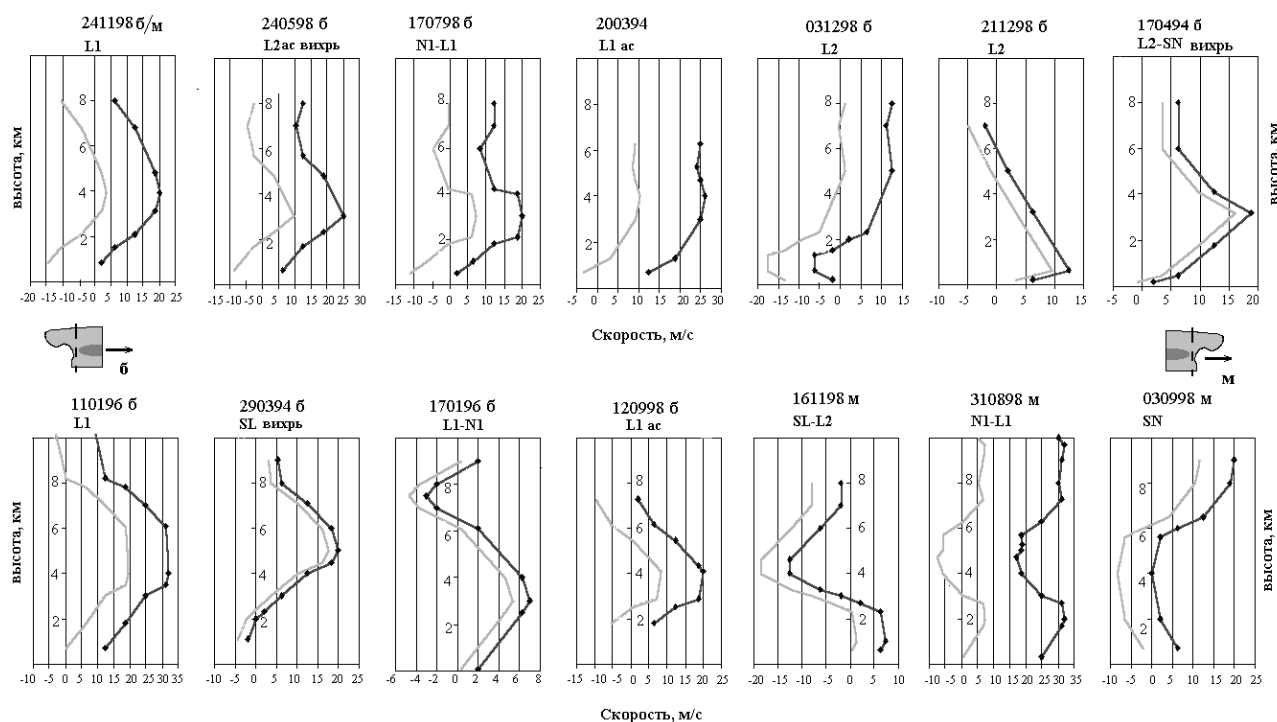


Рисунок 6.14 Втоки в зону осадков слоистообразной облачности условно «быстрых» (б) и «медленных» (м) МСО: изменение скорости ветра с высотой. Радиальные скорости зарегистрированы на краю вторичного максимума осадков (темная линия) и в MWR (светлая линия) при углах места менее  $10^\circ$ . Над каждым графиком указана дата и тип МСО.

Как видно из рис.6.14 в быстрых зрелых МСО профиль ветра во втоке приобретает форму натянутого лука, обращенного в сторону переноса МСО, а для медленных – в противоположную. Как видим, основное положение максимума усиления (ослабления) в быстрых и медленных МСО происходит на уровнях от 3 до 5 км, т.е. примерно на уровне высоты нулевой изотермы. При обычной вертикальной протяженности втока около 2 км, хорошо определяемой по пересечению линии нулевых скоростей в MWR, наибольшие вертикальные сдвиги ветра наблюдается под областью максимума, где обычным является увеличение (уменьшение) скорости более чем 10 м/с на 1 км, т.е.  $10^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

Появление втоков в ЗОСО, сопровождающих ассиметричные МЛШ, системы N1 и L2 и собственно слоистообразные системы SL и SN, говорит об определенной независимости тыловых усиления и ведущих ослаблений ветра от наличия конвективного элемента. В ряде случаев втоки вызывали столь сильное возмущение поля горизонтального ветра, что на ИКО радиальных скоростей фиксировались вихри с вертикальной осью масштабом  $\sim 30$  км и со

сдвигом ветра  $\sim 10^{-3} \text{ с}^{-1}$  и более. Во многих системах осадков с ЗОСО подобие втока наблюдалось на нижних уровнях, например, в системах типа L2 031298 и 211298 (см. профили ветра в тылу этих систем на рис. 6.14). Однако, для данных случаев не характерно образование навеса слабой отражаемости в тылу региона. В тех случаях, когда фиксируется развитый навес со слабой отражаемостью, обычно велики и относительные скорости втока: вток в систему приобретает характер струи, как в МСО, изображенной на рис. 6.11 б-6.12 б.

## 6.6 Выводы к главе 6

Сравнивая потенциальные возможности использования различных систем координат для представления движений внутри МСО, можно заключить, что наиболее адекватной является система координат, связанная со скоростью среднетропосферного потока — MWR. Построение относительных движений в этой системе координат не представляет трудностей с технической точки зрения и требует лишь определения скорости и направления среднетропосферного потока  $V_m$ . Поскольку скорость потока  $V_m$  одинакова для всех элементов системы осадков, как конвективных, так и слоистообразных, то движения, возникающие внутри различных облачных скоплений: линий различной интенсивности, локальных штормов, развивающихся в общем случае разнонаправленно, — в MWR могут быть проанализированы одновременно. Представление в MWR моделей «сверхбыстрой» и «сверхмедленной» МЛШ объединяет модель мезомасштабной конвективной системы Р. Хауза (рис. 6.1) и «несущей конвейерной полосы» на фронтах К. Браунинга (рис. 6.2), что заметно облегчает интерпретацию типа и направления движения МСО. Отличительной особенностью представления движений в MWR является появление линии нулевых относительных движений как в конвективном, так и в слоистообразном регионе, подтверждая тот факт, что скорость переноса есть некоторая общая скорость мезомасштабной системы циркуляций.

При анализе систем осадков в MWR были выявлены новые возможности, которые предоставляет данная система координат. Среди явных прогностических признаков можно отметить ориентацию наклона линии нулевых скоростей и направления втоков окружающего воздуха в ЗОСО:

1) Наклон линии нулевых скоростей позволяет идентифицировать «теплые» и «холодные» участки квазистационарных фронтов и прогнозировать их смещение. В сочетании с аккумуляцией зон осадков в движущейся с переносом системе координат в MWR возможно исследование периодических возмущений на фронтах масштаба мезо-β.

2) Обобщая наблюдения интенсивности и направления втоков в зону осадков слоистообразной облачности, можно прийти к простому выводу, что ключевым для развития втока является само существование зон осадков слоистообразной облачности по крайней мере умеренной интенсивности. Наиболее развитый вток в виде значительного усиления скорости ветра в средней тропосфере (3-6 км) наблюдается в тылу ЗОСО «сверхбыстрых» мезомасштабных линий шквалов непосредственно вблизи края вторичного максимума отражаемости («яркой линии»). Развитый вток в виде ослабления компоненты среднетропосферного ветра наблюдается и в ведущей зоне слоистообразной облачности «сверхмедленных» систем осадков. Над областью значительных втоков в ЗОСО образуется навес слабого радиоэха, что может служить индикатором соответствующей области тыловой депрессии и связанных с нею шквалистых усилений ветра.

Исследовательский потенциал MWR далеко не исчерпан: регистрация очевидных циркуляций γ-мезомасштаба вдоль линии нулевых скоростей (рис. 6.3) в сочетании с описанными в главе 4 наблюдениями о непосредственной связи возникновения элементов ЗОСО с конвективными элементами, предполагает, например, один из интересных экспериментов по изучению эволюции слоистообразного региона линий шквала. Обоснованно предположив, что история элемента ЗОСО начинается с конвективной ячейки, и смещая область наблюдения со скоростью переноса, можно регистрировать

изменения трехмерной структуры поля радиолокационной отражаемости и относительных движений в этом объеме, прослеживая таким образом этот элемент во времени – от начальной стадии на фронтальной части мезомасштабной системы до его диссипации в тылу. Такой взгляд на природу явления существенно отличается от схемы Хауза (рис. 6.1) в SWR, где существование слоистообразного региона МЛШ по сути является следствием выноса конвекцией в верхние слои тропосферы мельчайших гидрометеоров, которые, медленно падая, переносятся в тыл системы.

По-видимому, по счастливой случайности с опубликованием первого анализа в MWR [93] на 28 радарной конференции, к аналогичному взгляду на будущий эксперимент пришли и ведущие сотрудники лабораторий в Боулдере и Норманне [125]. Стоит надеяться, что дальнейшие исследования в этой области, подкрепленные мощной экспериментальной базой ведущих центров, прольют свет на историю облачного объема, в котором начались конвективные явления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трехмерные поля радиолокационной отражаемости  $Z$  являются уникальным источником сведений о морфологии и эволюции мезомасштабных систем осадков (МСО). Поле радиальных скоростей  $V_R$ , получаемое на выходе когерентных радарных систем, позволяет к тому же оценить горизонтальные и вертикальные движения частиц осадков, т.е. исследовать циркуляции МСО. Несмотря на то, что радарные наблюдения используются для штормооповещения и оценки сумм осадков на протяжении более шести десятилетий, оперативный анализ эволюции поля  $Z$  до недавнего времени ограничивался мощными локальными штормами, например, с целью воздействия на процесс градообразования. Прогноз эволюции МСО в целом оставался в сфере научных разработок, а сверхкраткосрочный прогноз (nowcasting) ограничивался экстраполяционными технологиями.

Как ни странно, но практический потенциал анализа данных радара стал очевиден лишь к середине 80-х годов с появлением в научном обиходе понятия мезомасштабная конвективная система (МКС), первоначально возникшего в спутниковой метеорологии. Не в последнюю очередь сыграл роль и тот факт, что в этот период с развитием новых информационных технологий, обычные и когерентные наземные радары были объединены в сети, позволяющие как оперативно получать информацию о цикле жизни системы, так и быстро обрабатывать её, совмещая с другими источниками данных. Именно на этом этапе развития мезомасштабной метеорологии, когда технические проблемы ассимиляции данных казалось бы были преодолены, и возникли вопросы: «Что такое МКС как объект прогноза? Каковы ее пространственно-временные масштабы? На какие видимые проявления в полях метеозадающих элементов МКС необходимо обратить внимание для того, чтобы описать ее дальнейшую эволюцию?» и т.д.

Необходимость выявления объекта прогноза, классификации, создания климатологии региональных систем осадков четко прослеживается во многих

зарубежных исследованиях. Несмотря на явные успехи в этом направлении, очевидно, что известные морфологические классификации МКС имеют существенные ограничения для использования в практическом прогнозе по ряду причин, в частности они: а) отражают форму поля осадков без точной привязки к стадии эволюции МКС; б) основаны на ограниченной выборке МКС, например, только на системах, производящих какое-либо опасное явление; в) используют набор структурных признаков, не обязательно проявляющихся в других регионах; а многочисленность классов и подтипов систем сужает возможность их идентификации в реальном режиме времени и т.д.

В представленной работе сделана попытка классификации морфолого-эволюционной мезомасштабных систем осадков с целью выделения объектов возможного прогноза. В частности, выделены характерные структуры с линейной организацией конвективных элементов – линии шквалов, которым посвящена основная часть исследования.

Как показано в главе 2, субтропики юга Бразилии являются идеальной природной лабораторией для круглогодичного исследования целого спектра систем осадков, ответственных за обычные в этом регионе грозы, град, шквалы и наводнения. Летом в условиях термического циклона развиваются типично тропические конвективные системы, прерываемые прохождением холодных фронтов, а зимой и в переходные периоды регион является зоной интенсивного циклогенеза, имеющего значение для всего континента. В диссертации представлены результаты, обобщающие 7-летний опыт наблюдений и прогноза мезомасштабных систем осадков на юге Бразилии с использованием доплеровского радара DWSR-88S, установленного в метеорологическом центре федерального университета г.Пелотас, штат Рио Гранде до Сул. Показано, что такие данные достаточны для подразделения интенсивности и типа осадков на конвективные и слоистообразные по характерной форме поля отражаемости. Во всех случаях можно определить их максимальную радиолокационную отражаемость и высоты радиоэха. Определение скорости отдельных



радиолокационных ячеек или выявление отдельных фрагментов зон осадков, сохраняющих в течение определенного промежутка времени свою форму, позволяет определить скорость переноса элементов – скорость пассивной трансляции системы со среднетропосферным ветром – одно из принципиальных положений работ А.Н. Старостина и С.М. Абдуллаева, защищенных в Гидрометцентре РФ под руководством А. А. Желнина. Одним из важных применений скорости переноса является её совместимость с продуктами анализа аэрологического зондирования, данными реанализа и полями радиальных скоростей доплеровского радара. В частности, сравнение скоростей переноса и данных реанализа NCEP/NCAR позволило подтвердить репрезентативность нашей выборки для определения количественных характеристик классифицируемых МСО.

Для целей сверхкраткосрочного прогноза важно определить тип системы как можно на более раннем, но четко фиксируемым моменте её развития. В качестве основного методического принципа для классификации МСО масштаба более 100 км в главе 3 предложено, что таким моментом является время регистрации максимальных высот радиоэха и максимальной радиолокационной отражаемости. В этот промежуток жизни, названный стадией максимального развития, МСО конвективного и слоистообразного типа можно подразделить на линейные и на системы произвольной организации элементов в зависимости от наличия в них линейных структур протяженностью порядка 200 км. Установленная связь между высотами радиоэха и максимальной отражаемостью позволяет разделить системы с преобладающим конвективным элементом на классы с умеренной и глубокой конвекцией, базируясь на пороге отражаемости  $Z=55$  dBZ.

Главным итогом предложенного метода является следующее. На стадии максимального развития по радиолокационным данным можно выделить шесть типов организации мезомасштабных систем осадков: линии глубокой конвекции; системы глубокой конвекции нелинейного типа (комплекс локальных штормов); полосы ливневых осадков; зоны ливневых осадков без

линейной организации; зоны слоистообразных осадков с линейной и произвольной организацией элементов системы. Предварительное исследование морфометрии классов позволяет утверждать, что пространственный масштаб всех систем заключается в пределах ~250-300 км. Выявлена значимость вектора пассивного переноса в организации мезомасштабных конвективных систем. Например, преобладание систем линейного типа, которым посвящена основная часть работы, отмечается в диапазоне скоростей среднетропосферного потока ~ от 10 до 20 м/с. Данное наблюдение подтверждается и анализом синоптических условий возникновения – линейные МСО возникают в различных крупномасштабных условиях, но преобладают в обстановке повышенной бароклинности. Изменение величины скорости переноса по сезонам года с общей тенденцией увеличения в зимний период и уменьшения летом, очевидно, определяет и сезонное изменение повторяемости морфологических типов МСО.

Показано, что предложенная классификация мезомасштабных систем осадков может использоваться не только для интерпретации радарных данных в других географических регионах, но и позволяет сопоставлять информацию, полученную другими дистанционными средствами. В частности показано, что сеть наземной регистрации грозových разрядов выявляет те же пространственные масштабы, что и данные радара, а гроззовая активность коррелирует с типом систем осадков.

Предложенная систематизация МСО может служить базисом для детального анализа эволюции каждого из классов систем с целью выявления характерного типа эволюции. Пример такого анализа представлен в главе 4, где исследуется выделенный на основании морфологической классификации линейный тип систем глубокой конвекции — мезомасштабные линии шквалов (МЛШ).

Основная идея такого анализа заключается в вычитании вектора пассивного переноса  $V_m$  из средней скорости смещения квазидвумерных МЛШ  $V_L$ , что позволяет оперировать с той компонентой движения, которая связана в

чистом виде с появлением новых конвективных элементов системы, иначе говоря, с вектором развития МЛШ  $V_p$ .

Было установлено определяющее значение вектора развития для предсказания многих важных характеристик мезомасштабной системы, таких как линейные размеры зоны осадков слоистообразной облачности, её положение относительно конвективного региона. На основе значения модуля вектора развития предложена эволюционная классификация линий шквалов, согласно которой линии с положительным вектором развития («быстрые» линии) — это те, в которых вектор развития  $V_{pn}$  *совпадает* по направлению с нормальной компонентой средней скорости переноса  $V_{mn}$ . «Медленные» МЛШ, или с отрицательным вектором развития, — это линии, в которых вектор развития  $V_{pn}$  *противоположен* по направлению к нормальной компоненте средней скорости переноса  $V_{mn}$ .

Превышение модулем нормальной компоненты вектора развития значения  $\sim 3$  м/с служит индикатором появления зоны слоистообразных осадков в зрелой стадии МЛШ. Установлена линейная зависимость максимальной ширины ЗОСО от скорости развития. В частности, для появления обширного ЗОСО  $\sim 100$  км необходима средняя скорость развития  $\sim 7$  м/с. Наблюдения таких явлений, как зоны слабой отражаемости, инкорпорированные в ЗОСО, позволяют предположить, что найденные связи являются следствием существования осадков слоистообразных облаков только в тех областях воздушной массы, переносимой со среднетропосферным ветром, которые ранее были заняты конвективными осадками. Органическая связь между появлением ЗОСО в тылу или впереди конвективной зоны МЛШ и величиной, а также направлением вектора нормального развития позволяют выделить два подкласса МЛШ: «сверхмедленные» и «сверхбыстрые». Одним из важных подтверждений целесообразности деления линий шквала на «сверхбыстрые» и «сверхмедленные» является проведенный анализ вертикальной структуры

движений в квазидвумерных МЛШ, показавший различие в распределении горизонтальной завихренности в этих линиях.

Предложенная эволюционная классификация линий шквалов, основанная на величине и направлении вектора развития, удовлетворительно описывает поведение МЛШ умеренных и тропических широт обоих полушарий на различных стадиях жизни, объясняя и обобщая результаты исследований последнего десятилетия. В частности, установлено, что преобладающее поведение от стадии формирования до стадии диссипации наиболее распространенных «сверхбыстрых» МЛШ – это «обратное развитие». На основании этих и других фактов предсказано, что сверхмедленные и сверхбыстрые МЛШ в конце стадии зрелости имеют асимметричную форму, т.е. часто обсуждаемые типы «симметричных» и «несимметричных» МКС – по сути лишь разные стадии МЛШ одного и того же типа.

Очевидно, что прогноз шквалов и климатология систем осадков, их производящих, актуальны для любого региона. В главе 5 показано, как используя очевидные особенности типов линейных и нелинейных мезомасштабных систем осадков, можно последовательно типизировать шквалистые усиления ветра по стандартным данным метеостанций в тех условиях, когда радарная информация недоступна. По существу деление шквалов на те, которые связаны с конвективными, слоистообразными осадками, и на сухие шквалы повторяет начальное деление МСО по типу осадков и их интенсивности. Анализ радиолокационных изображений показывает, что «сухие» шквалы практически исключены в зрелых «сверхбыстрых» МЛШ. Такие шквалы в этих линиях могут наблюдаться только при особой конфигурации поля осадков и асимметричном положении ЗОСО с соответствующей тыловой депрессией давления. «Сухие» шквалы могут быть следствием развития оттоков от локальных штормов в системах типа N1 или же в «быстрых» и «медленных» МЛШ, не формирующих плотные сегменты отражаемости, присущие «сверхбыстрым» линиям. Характерные особенности хода приземного давления (фронтальная мезодепрессия В, область

повышенного давления А и тыловая депрессия Вw) симметричных сверхбыстрых линий заложены в итоговую реконструкцию систем осадков, производящих «сухие» и «мокрые» шквалы. Показано, что наиболее интенсивные шквалы ( $>17$  м/с) связаны со случаями МЛШ симметричной формы, что говорит о большей интенсивности шквалов в начале и середине её зрелой стадии. На основе 10-летней выборки установлено, что более 50% шквалистых усиления ветра связано со сверхбыстрыми МЛШ, имеющими ЗОСО, или с подобными им системами. В итоге «неклассифицированными» осталось 30% «сухих» шквалов. Найденная связь скорости максимального порыва и скорости МЛШ позволяет сформулировать последовательность прогноза шквалов по данным радара.

Адекватная интерпретация информации, поступающей с доплеровского радара, является залогом успешного её внедрения в повседневный прогноз. В интерпретации, как известно, важное место занимает используемая концептуальная модель явления. В дискуссионной главе 6 рассмотрены существующие концептуальные модели мезомасштабных конвективных систем и фронтальных полос осадков. Показано, что они отражают, в частности, различные взгляды на систему координат, в которой происходит ассимиляция данных и представление относительных движений. В главе 6 приводится обоснование того, что наиболее приемлемо проводить анализ радиолокационной информации в системе координат, движущейся со скоростью среднетропосферного ветра, т.н. MWR. Данная система позволяет вне зависимости от направления развития конвективной системы и пульсаций скорости ее перемещения определять положение наиболее важных потоков внутри системы для прогноза ее дальнейшей эволюции. Взаимное положение восходящих и нисходящих мезомасштабных потоков, различное для «быстрых» и «медленных» МЛШ и подобных им систем, позволяет, например, однозначно интерпретировать «теплые» и «холодные» участки фронтальных систем. В сочетании с накоплением зон осадков в системе координат, движущейся со скоростью переноса, MWR позволяет делать обоснованные прогнозы даже в

случаях квазистационарных фронтов, имеющих поперечные возмущения, т.е. в условиях, когда остальные концептуальные модели принципиально не работают.

С другой стороны показано, что в MWR четко отображаются втоки и оттоки от системы – важные элементы для прогноза локализации опасных явлений, связанных с развитием штормов и линий шквалов. Например, обнаружено, что во многих случаях в ЗОСО быстрых и медленных линий шквалов появляются нисходящие втоки воздуха из средней тропосферы, проявляющие себя соответственно как усиления или ослабления относительных движений. Такие мезомасштабные явления, очевидно, вызывают не только появления «тыловых» мезомасштабных депрессий, но и ведут к появлению «теплых» порывов ветров вне зон осадков.

На защиту выносятся:

- 1) метод морфологической классификации шести типов систем осадков;
- 2) эволюционная классификация линий шквалов, основанная на сопоставлении величины и направления вектора развития;
- 3) метод представления доплеровской информации MWR, где в качестве основы системы координат выбрана скорость пассивного переноса системы;

а также соответствующие следствия этих методов. Стоит заметить, что смысловая ориентация данной работы на методы анализа и использование их в прогнозе не позволяет обсудить многие интересные факты, обнаруженные в процессе наблюдений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**К Введению и Главе 1**

1. Abdoulaev, 1995: Evolução and hierárquia das aglomerações de Cumulonimbus. Revista Brasileira de Meteorologia, vol.10, no.1, São Paulo, 1995. p.1-9.
2. Atlas D., and T.L. Bell, 1992: The relation of radar to cloud area-time integrals and implications for rain measurements from space. Mon.Wea.Rev., v.120, p.1997-2008.
3. Atlas, D., ed., 1990: Radar in Meteorology. American Meteorological Society, Boston, 1990, 781 pp.
4. Augustine, J.A. and K.W. Howard, 1988: Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. Mon. Wea. Rev., v.116, p.685-701
5. Bluestein H.B, M.J. Jain, and G.T. Marx, 1987: Formation of mesoscale lines of precipitation: non-severe squall lines in Oklahoma during the spring. Prepr. 3<sup>d</sup> Conf. on Mesoscale Proc., p.198-199
6. Bluestein, H.B, M.J. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. of Atm.Sci., v.42, n16, p. 1711-1731
7. Bluestein, H.B., 1992. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume I. Principles of Kinematics and Dynamics. Oxford University Press., 1992, 426 pp.
8. Bluestein, H.B., 1993. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II. Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press., 1993, 594 pp.
9. Bluestein, H.B., and S.S. Parker, 1993: Modes of isolated, severe convective storm formation along dryline. Mon.Wea.Rev., v.121, p. 1354-1372.
10. Browning, K.A and C.G. Collier, 1989: Nowcasting. WMO training workshop in very short-range forecasting, Bratislava, Czechoslovakia, 10-21 July, 1989, p.1-42
11. Browning, K.A., 1989: The mesoscale data base and it using in mesoscale forecasting. Q. J. Met. Soc., v.115, n. 488, p.717-762

12. Browning, K.A., and F.F. Hill, 1984: Structure and evolution of mesoscale convective system near the British Isles. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 110, pp. 897-913
13. Byers, H.R., Braham R.R., Jr., 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Meteor.*, 1948, v.5, n.1, p.71-86
14. Calheiros, R.V. and I. Zawadski, 1987: Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *J. Clim. and Appl. Met.*, v 26, p.118-132
15. Chong, M., P. Amayens, G. Scialom, and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, p.670-694
16. Clift, G. A., 1985: Use of radar in meteorology. WMO №625, (Technical Note No.181) 89 pp.
17. Cotton, W.R, R. A. Athnes, 1989: Storm and Cloud Dynamics. Academic Press, London, v.44, International Geophysics Series, 883 p.
18. Cotton, W.R., Lin, M.-S., McAnnelly, R.L., and C. J. Tremback, 1989: A composite model of Mesoscale Convective Complexes, *Mon. Wea. Rev.*, v.117, p.765-783
19. Davies, H.C., 1996: Mesometeorology whence came you, and whither do you go? Keynote to 7<sup>th</sup> Conf. on Mesoscale process, Reading, UK, p.1-3
20. Doviak, R.J., D. S. Zrnic, 1984: Doppler Radar and Weather Observations. Academic Press, Orlando, 453 pp.
21. Guedes, R. A., Machado, L. A.T., Barbosa da Silveira, J.M., Alves, M. A.S., Waltz, R.C., 1994: Ciclo de vida de sistemas convectivos. *Anais 8º Con. Bras. de Met.*, 2º Con. Latino Americano e Iberico de Met., Belo Horizonte, Outubro, 1994, v.2, p. 323-326
22. Guedes, R. L., and M.A.F. Silva Dias, 1985: The observed synoptic scale structure in presence of mesoscale convective complexes over South America. *Proc. 2<sup>nd</sup> of Brazil-USA Cooperative program on role of convection in the Amazon region*, São Paulo
23. Houze, R.A. Jr., 1993: Cloud dynamics. Academic Press, London, 557 pp.



- 24.Houze, R.A., B.F. Smull, and P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon.Wea.Rev.*, v.119, p. 2608-2637
- 25.Houze, R.A., Jr., W. Schmid, R.G. Fovell and H.H. Schiesser, 1993: Hailstorms in Switzerland: Left movers, right movers, and false hooks. *Mon. Wea. Rev.*, v.121, p.3345-3370
- 26.Joss J., A.Waldvogel, 1990: Precipitation measurement in hydrology in *Radar Meteorology*, p.577-608
- 27.Kidder S.Q., Vonder Haar, T.H., 1995: Satellite Meteorology: an introduction. Academic Press, London, 466 pp.
- 28.Laing, A.G and J. M. Fritch, 1993: Mesoscale convective complexes over Indian Monsoon Region. *J. of Clim.*, v.6, p.911-919
- 29.Leary C.A., and R.A. Houze, 1979: The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, v. 36, p.437-457
- 30.Ligda, M.G.H, 1951: Radar storm observation. *Compendium of Meteorology*, AMS, p.1265-1282
- 31.Ludlam, F.H., 1980: Clouds and Storms. The Behavior and Effect of Water in the Atmosphere. The Pennsylvania State University Press, 1980, 461 pp.
- 32.Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Met. Soc.*,v.61, p.1374-1387
- 33.McAnnelly, R.L., and Cotton, W.R., 1989: The precipitation life cycle of mesoscale Convective Complexes over Central United States. *Mon. Wea. Rev.*, v.117, p.784-808
- 34.Menzel, W.P., 2001: Cloud tracing with satellite imagery: from pioneering work of Ted Fujita to present. *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 82 No.1, p.33-47
- 35.Mesoscale forecasting and its applications. WMO №712, 1989, 140 p.
- 36.Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, n 56, p.527-530
- 37.Ray, P., 1990: Convective dynamics. in *Radar in Meteorology*, ed. D. Atlas p.348-390

38. Rodgers, R.A., M.J. Magnano, and J.H. Arns, 1985: Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. *Mon. Wea. Rev.*, v.113, p.888-901
39. Shchiesser, H.H., R.A. Houze, Jr. and H. Huthueser, 1995: The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Mon. Wea. Rev.*, v.123, p.2071-2097
40. Silva Dias, M. A. F., 1989: Mesoscale Weather Systems-South American Phenomena. in *Mesoscale forecasting and its applications*, WMO No 712, p. 21-48
41. Smull, B. F., 1995: Convectively induced mesoscale weather systems in tropical and warm-season midlatitude atmosphere. *Reviews of Geophysics, Supplement*, p. 897-906
42. Starostin, 1995: A estrutura de mesoescala e a evolução do campo da nebulosidade Cb. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol.10, no.1, São Paulo, 1995, p.10-18.
43. Velasco, I. and J. M. Fritch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geoph. Res.* v. 93, No.D8, p. 9561-9613
44. Weisman, M.L. 2001: Bow-echo: attribute to T.T.Fujita. *Bull. Am. Met. Soc.*, v.82 No.1, p.97-116
45. Weisman, M.L., J.B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, v.112, p.2479-2498
46. Абдуллаев С.М., 1992: Эволюция и иерархия скоплений кучево-дождевой облачности. Диссертация к.ф.- м. н. Гидрометцентр РФ, М. 206 с.
47. Абшаев М.Т., Бурцев, И.И., Шевела Г.Ф., 1980: Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты. Л. Гидрометеоиздат, 1980, 230 с.
48. Брылев Г.Б., 1989: Радиолокационные характеристики облаков. Глава 11, в спр. *Облака и облачная атмосфера*. Л., Гидрометеоиздат, 1989, с. 460-523

- 49.Васильев А.А., 1999: Рекомендации по прогнозу неблагоприятных и стихийных явлений, связанных с зонами активной конвекции. Гидрометцентр, Москва, 27 с.
- 50.Вельтищев Н.Ф., 1988: Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. ВМО № 701, сборник лекций, 136 с.
- 51.Желнин А.А., Старостин А.Н., 1987: Сверхкраткосрочный прогноз и проблема предсказуемости атмосферных процессов. Метеорология и гидрология, №10, с. 5-13
- 52.Мазин И.П., А.Х. Хргиан, ред., 1989: Облака и облачная атмосфера. Справочник. Л., Гидрометеиздат, 1989, 632 с.
- 53.Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I, Л., Гидрометеиздат, 1986.

## **К Главе 2**

- 54.Abdoulaev S., A. Starostin, O. Lenskaia, T. Starostina, 1994: Determinação das características do escoamento de escala meso- $\alpha$  através de radar não Doppler. Anais VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, v.2., Belo Horizonte, MG, p.301-304
- 55.Abdoulaev, S. e O. Lenskaia, 1998: Uso de radar em localização das rajadas de vento na superfície. Anais de X Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII Congresso da FLISMET, I Seminario Brasileiro de Meteorologia por Radar, Brasilia, 1998 p.1-6
- 56.Abdoulaev, S., A. Starostin, O. Lenskaia, e R. G. Gomes, 1998: Sistemas de Mesoescala de Precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: Classificação dos Sistemas de Mesoescala de Precipitações. Rev. Bras. Meteorol. v.13, n.2, p.57-74
- 57.Amaro de Lima, R.G. Gomes, S. Abdoulaev, 1998: Estudo do regime de precipitacao na regio Sul do Rio Grande do Sul. Anais de X congresso Latinoamericano de Meteorologia, p.1-5

58. Anjos R. J., B.L. Anjos, 1990: Fenómenos meteorológicos adversos em Porto Alegre. Anais..VI congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador, BA, v.2, p. 494-497
59. Battan L.J., 1973: Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press, 1973, 324 p.
60. CEEE-Gerencia de coordenacao regional de Pelotas, 1998: Efeitos do El Nino no abastecimento de energia eletrica na região sul do estado. Отчет, 22 p.
61. Chapman, D., Browning, K.A. 1998: Use of wind-shear display for Doppler radar data. Bull. Amer. Meteor. Soc., v. 79, n.12, p.2685-2691
62. Coelho, C. A., de Moraes Drumond. A. R. , Ambrizzi, T. 1999: Estudo climatológico sazonal da precipitação sobre o Brasil em episódios extremos da Oscilação Sul. Rev. Bras. Meteorol. v.14, n. 1, p.49-66
63. Defesa Civil do Estado do Rio Grande do Sul, 1996: Desastres 1992-1996, 6 p.
64. Fedorova, N., M. H. de Carvalho, 2000: Processos sinóticos em anos de La-Ninha e de El Nino. Parte II. Rev. Bras. de Met., v. 15, n.2, p.57-72
65. Foote, G.B., and Toit, P.S. 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. J. Appl. Meteorol., v.8, p.249-253
66. Gan, A., e Rao, V., 1990 Ciclogênese em superfície sobre a America do Sul. Anais..VI congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador, BA, v.2, p.477-483
67. Kane, R.P., 2000: Relationship between El Niño timing and rainfall extremes in NE Brazil, São Paulo city and South Brazil, Rev. Bras. de Met., v.15, n.1, p.45-58
68. Khan, V and I.S. Kim, 1998: A analise de agrupamento pluviometrica nos estados do Rio Garnde do Sul e Santa Catarina. Anais de X congresso Latinoamericano de Meteorologia/ CL98032, p.1-5
69. Kousky V. E., Casarin D. P. 1986: Rainfall anomalies in southern Brazil and related atmospheric circulation features. Prepr. 2 Int. Conf. on Southern Hemisphere Met. Wellington, New. Zealand, p. 435-438, 1986
70. Lin, Y.J., T. C. Wang, and J.H. Lin, 1986: Pressure and temperature perturbations within squall line thunderstorm from SESAME dual-Doppler data. J. Atmos. Sci., v.43, p.2302-2327

- 71.Nobre, C. A., Cavalcanti, I.F.A, Gun, M.A., et all., 1986: Aspectos da climatologia dinamica do Brasil. Climanalise, Volume especial, INEMET, Brasilia, 1986, 124 p.
- 72.Ray, P.S, C.L. Zielger, W.Baumgarner, R.J. Serafin, 1980: Single and Multiple Doppler radar observations of tornadic storms. Mon. Wea. Rev., v.108, p.1607-1625
- 73.Ropelewski, C.I. and Halpert, M.S.1996: Quantifying Southern Oscillation — precipitation relationships. J. Clim., v.9, n.5, p. 1043-1049
- 74.Sansigolo, C.A., G.B. Diniz, R. de Lima Saldanha, 2000: Influência dos eventos El Ninho e La Ninha no regime de precipitação de Pelotas., Rev. Bras. de Met., v.15, n.1, p.69-76
- 75.Sekhon, R.S. and Srivastava, R.C., 1971: Doppler radar observations of drop size distribution in a thunderstorm. J. Atmos. Sci., v.28, p.983-994
- 76.Yuter, S.E., R.A.Houze Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part 1: Spatial distribution of updrafts, downdrafts and precipitation. Mon. Wea. Rev. v.123, p.1922-1939
- 77.Ленская О.Ю. и С.М.Абдуллаев, 2005: Использование доплеровского радара и данных наземных наблюдений для изучения и прогноза шквалов/ В сб.: Вестник Челябинского университета, Серия 12 «Экология и природопользование», №1 – Изд.ЧелГУ, с.131-143
- 78.Хан В. М., 1999: Статистическое прогнозирование на юге Бразилии. Автореферат канд. дисс. Москва, МГУ, 23 с.

### **К Главе 3**

- 79.Abdoulaev S., Lenskaia, O., 1998: Mesoscale precipitation systems in Rio Grande do Sul. Part 1: Classification of mesoscale systems. Brazilian Journal of Meteorology, vol.13, N2, - San Paulo, p.57-74
- 80.Abdoulaev, S. , A. Starostin, O. Lenskaia, 2001: Mesoscale precipitation systems in Rio Grande do Sul. Part 2: Thunderstorms in non-line mesoconvective systems. Brazilian Journal of Meteorology, vol.16, N1, - San Paulo, p.101-114

81. Abdoulaev, S. , A. Starostin, O. Lenskaia, 2001: Mesoscale precipitation systems in Rio Grande do Sul. Part 3: Structure and evolution of non-line mesoconvective systems. *Brazilian Journal of Meteorology*, vol.16, N2, - San Paulo, p.87-102
82. Abdoulaev, S., 2002: Oscilações intrasazonais e centros de ação das tempestades com descargas nuvem-terra na America do Sul. *Anais XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Comitê 2- Variabilidade e Mudancas de Clima. Foz de Iguaçu, Parana, 4-9 Agosto de 2002*, p.1027-1052
83. Abdoulaev, S., A. Starostin, O. Lenskaia, Gomes R.G., 1996: Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: Descrição geral. Parte 2: Classificação dos sistemas de mesoescala de precipitações. Parte 3: Características básicas dos padrões de precipitações. Parte 4: Condições de escala sinótica do desenvolvimento dos SMP. *Anais IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos de Jordão, v.2*, p.936-940, 887-891, 891-894, 895-897
84. Abdoulaev, S., A. Starostin, O. Lenskaia, and R. G. Gomes, 1997: Mesoscale precipitation systems in Rio Grande do Sul. Part 1: General characteristics and classification. *Prepr. of 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, 7-12 September 1997*, p. 487-488
85. Abdoulaev, S., V. S. Marques, M. A. Pinheiro, E. F. Martinez, O. Lenskaia, 2001: Analysis of mesoscale system using Cloud-to-Ground flash data. *Brazilian Journal of Meteorology*, vol.17, N1, - San Paulo, 2002. p. 53-68
86. Geerts, B., 1997. A radar-based survey of the characteristics of mesoscale convective systems in the Southeastern USA. *Prepr. of 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, 7-12 September 1997*, p. 485-486
87. Hashem, M. A. , M. I. Biggerstaff, 1997: Organization of convection in mesoscale systems . *Preprints, 28<sup>th</sup> Conf. on Radar Meteorology, Austin, Texas*, p.483-484
88. Lenskaia, O., Marques, J., Abdoulaev S., 1997: Mesoscale precipitation systems in Rio Grande do Sul. Part 2: Synoptic and satellite overview. *Prepr. of 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, 7-12 September 1997*, p. 489-490
89. Nogués-Paegle, J., Mo, K.C., 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon .Wea. Rev.*, v. 125, p. 279-291

90. Rickenbach, T. M., S. A. Rutledge, C.A. de Mott, W. A. Petersen, R. C. Cifelli, 1994: Analysis of the organization and modulation of convection in Western Pacific warm pool region. Prepr. 6<sup>th</sup> conf on mesoscale processes. Portland, Oregon, 18 - 22 July 1994, p.13-16

#### **К Главе 4**

91. Abdoulaev, S. and O. Lenskaia, 1996: Linear mesoscale convective system in Southern Brazil. Prepr. of 7th Conference on Mesoscale Processes, Reading, United Kingdom, 9-13 September 1996, p.479-481
92. Abdoulaev, S., E O. Lenskaia, 1998: Evolução das linhas de convecção severa. Parte 1. Classificação. Revista Brasileira de Meteorologia, v.13, n.2, p.15-36
93. Abdoulaev, S., O. Lenskaia, 1997: South Brazilian squall lines: variations of propagation. Prepr. of 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, USA, 7-12 September 1997, p. 592-593
94. Abdoulaev, S., O. Lenskaia, 1996: Linhas de convecção severa. Parte 1: Classificação. Anais IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos de Jordão, 6 a 13 Novembro de 1996, v.2, p.1271-1275
95. Abdoulaev, S., O. Lenskaia, 1996: Linhas de convecção severa. Parte 2: Causas e consequências das variações da velocidade. Anais IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos de Jordão, 6 a 13 Novembro de 1996, v.2, p.871-874
96. Abdoulaev, S., O. Lenskaia, 1996: Linhas de convecção severa. Parte 3: Estrutura cinemática. Anais IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos de Jordão, 6 a 13 Novembro de 1996, v.2, p.875-877
97. Abdoulaev, S., A. Starostin, D. P. Casarin, V. M. Oliveira, O. Lenskaia, T. Starostina, 1994: Estudo preliminar das linhas de convecção observadas no Estado do Rio Grande do Sul. Anais. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, Belo Horizonte, 18 a 25 de Outubro de 1994, v.2., p. 301-304

98. Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, v.112, p.1782-1794
99. Braun, S.A., and R. A. Houze Jr., 1994: The transition zone and secondary maximum of radar reflectivity behind a midlatitude squall line: results retrieved from Doppler radar data. *J. Atmos. Sci.*, v.51, p.2733-2755
100. Hildendorf, E.R., and R.H. Johnson, 1998: A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, v.13, n.2, p. 437-452
101. LeMone, M. A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, v.40, p.1815-1834
102. LeMone, M. A., and M. W. Moncrieff, 1994: Momentum and mass transport by convective bands: comparisons of highly idealized dynamical models to observations. *J. Atmos. Sci.*, v.51, p.281-305.
103. LeMone, M. A., G. M. Barnes, E. J. Szoke and E.J. Zipser, 1984: The tilt with height of the leading edge of a tropical mesoscale convective line. *Mon. Wea. Rev.*, v.112, p.510-519
104. Lenskaia O., S. Abdoulaev, 1996: Linhas de convecção severa. Parte 4: Influência a superfície. *Anais IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos de Jordão, 6 a 13 Novembro de 1996*, v.2, p.878-882
105. Rasmussen, E.N., and S.A. Rutledge, 1993: Evolution of quasi-two-dimensional squall lines. Part I. Kinematic and reflectivity structure. *J. Atmos. Sci.*, v.50, p.2585-2606
106. Scamarock, W. C., Weisman, M. L., Klemp, J. B., 1994: Three dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, v.51, n.17, p.2563-2584
107. Silva Dias, M. A. F., 1989: Mesoscale weather systems - South American phenomena. *Meso. Forec. and its Appl.*, WMO, No 712, p.21-48
108. Vianello, R.L., A. R. Alves, 1991: *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Minas Gerais, Brasil UFV, Impr. Univ., 449 p.



109. Абдуллаев С.М., О.Ю.Ленская, 1998: Эволюционная классификация мезомасштабных линий шквала. Метеорология и гидрология, 1998, п.3, с.24-32

## **К Главе 5**

110. Kalnay E. et all. 1996 The NCEP/NCAR 40-year reanalyses project. Bull.Atm.Soc., v.77, N3, p.437-471
111. Loehrer, S. M. and R. H. Johnson, 1993: The surface pressure features and precipitation structure of PRE-STORM mesoscale convective system. Prepr. of 17<sup>th</sup> Conf. on Severe Local Storms, St. Luis, Missouri, October 4-8, 1993, p. 481-485
112. Mahoney III, W. P., 1988: Gust front characteristics and kinematics associated with interacting thunderstorm outflows. Mon. Wea. Rev., v.116, n.6, p.1474-1491
113. Seitter, K. L., 1987: A numerical study of atmospheric density motion including effect of condensation. J. Atmos. Sci., v. 43, p.3068-3076
114. Алексеева А.А., 2000: Распознавание конвективных стихийных явлений погоды на основе цифровой информации с ИСЗ с целью их сверхкраткосрочного прогноза. В сб.: Труды ГМЦ, вып.335, с. 59-73
115. Алексеева А.А., Глушкова Н.И., 2000: Особенности развития конвективных стихийных гидрометеорологических явлений и их прогноз. В сб.: Труды ГМЦ, вып.330, с.90-97
116. Песков Б.Е., Ватьян М.Р., Хохлов Г.В., 1988: К разработке синоптико – радиолокационного метода диагноза сильного шквала. Метеорология и гидрология, № 4, с. 36-40
117. Песков Б.Е., Хохлов Г.В., 1990: Сильные шквалы и возможности их сверхкраткосрочного прогноза. Метеорология и гидрология, № 5, с. 33-40
118. Руководство по диагнозу и прогнозу опасных и особо опасных осадков, града и шквалов по данным МРЛ и ИСЗ /Н.И.Глушкова, В.Ф.Лапчева/ .– М.: Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 1996

## К Главе 6

119. Abdoulaev, S., 1998: Interpretação dos movimentos em sistemas convectivos de mesoescala de organização complexa. Parte1. Exemplo de análise do sistema assimétrico “Vírgula Boreal”. Anais X Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII Congresso da Federacao Latino-Americana e Ibérico de Sociedades de Meteorologia, de 26 a 30 de Outubro, 1998. MM98002. p.16-20
120. Abdoulaev, S., 1998: Interpretação dos movimentos em sistemas convectivos de mesoescala de organização complexa. Parte 2. Sistemas com propagação multidirecional. Anais X Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII Congresso da Federacao Latino-Americana e Ibérico de Sociedades de Meteorologia, de 26 a 30 de Outubro, 1998. MM98002. p.21-25
121. Abdoulaev, S., 1998: Movimentos em sistemas convectivos de mesoescala lineares acompanhados por precipitações estratiformes. Parte 1. Sistemas Estacionários. Anais X Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII Congresso da Federacao Latino-Americana e Ibérico de Sociedades de Meteorologia, de 26 a 30 de Outubro, 1998. MM98002. Brasilia, p. 6-10
122. Abdoulaev, S., 1998: Movimentos em sistemas convectivos de mesoescala lineares acompanhados por precipitações estratiformes. Parte 2. Linhas de Convecção Severa. Anais X Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII Congresso da Federacao Latino-Americana e Ibérico de Sociedades de Meteorologia, de 26 a 30 de Outubro, 1998. MM98002. Brasilia, p.11-15
123. Abdoulaev, S., Lenskaia O., Marques V. S., Pinheiro F.M.A., 2000: Relative motions in squall lines accompanied by stratiform region. Brazilian Journal of Meteorology, v.15, N2, - San Paulo, 2000.p. 87-102.
124. Abdoulaev, S., Lenskaia O., Marques V. S., Pinheiro F.M.A., 2002: Doppler radar study of quasi-stationary mesoscale frontal systems, Part 1: Periodical structures. Brazilian Journal of Meteorology, v.17, N1, - San Paulo, 2002. p. 53-68
125. Abdoulaev, S., O. Lenskaia, and A. Zhelnin, 1999: Mean wind relative motions and typical evolution of mesoscale convective systems having complex

- organization. Prep. 8<sup>th</sup> Conf. On Mesoscale Proc. , Boulder, Colorado, P1.5, p.115-116
126. Bartels D. L., Matejka, T., A. Rhykov, D. Zrnica, 1997: Dual-doppler analysis of 9 June 1993 squall line over Oklahoma. Prepr. of 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, 7-12 September 1997, p.594-595
  127. Brandes, E.W., 1990: Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon.Wea.Rev.*, v.118, p.109-126
  128. Browning, K.A., 1990: Organization and internal structure of synoptic and mesoscale precipitation systems in midlatitudes. *Radar in Met.*, p.433-460
  129. Browning, K.A., and G.A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J.R.Met.Soc.*, v.108, p.435-452
  130. Fujita and McCarthy, 1990: The application of weather radar to aviation meteorology. *Radar in Meteorology*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 657-681
  131. Houze, R.A., Jr. and P.V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. in *Advances in Geophysics*, ed. B.Saltsman, v.24, p.225-315
  132. Houze, R.A., S.A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of midlatitude convective systems. *Bull. Am. Met. Soc.*, v.70, n.6, p.609-618
  133. Hoxit, L.R., C.F. Chappell, and J.M. Fritsch, 1976: Formation of mesolows or pressure troughs in advance of cumulonimbus. *Mon.Wea.Rev.*, v.104, p. 1419-1428
  134. Johnson, R.H., 1996: Mesoscale properties of midlatitude mesoscale convective systems deduced from operational data. 7<sup>th</sup> Conf. on Mesoscale process, Reading, UK, 473-475
  135. Johnson, R.H., 2001: Surface mesohighs and mesolows. *Bull.Am. Met. Soc.*, v.82 n.1, p.13-31
  136. Johnson, R.H., P.J.Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon.Wea.Rev.*, v.118, p.1445-1470

137. Lenskaia O., 1998: Evolução das linhas de convecção severa no Estado do Rio Grande do Sul. (Squall lines evolution on Rio Grande do Sul state). Dissertação (Mestrado em Meteorologia).Tese. Universidade Federal de Pelotas, 94 p., (резюме англ., 28 рис.)
138. Rutledge, S.A, R.A.Houze, Jr., M. I. Biggerstaff, and T. Matejka, 1988: The Oklahoma-Kansas mesoscale convective system of 10-11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis. *Mon.Wea.Rev.*, v. 116, 1409-1430.
139. Schmidt, J. M., and Cotton, W.R., 1989: A High Plains Squall associated with severe surface winds. *J. Atmos. Sci.*, v.46, p. 281-301
140. Smull, B.F. and R.A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observation. *Mon.Wea.Rev.*, v.113, p.117-133
141. Stumpf G.J., R.H.Johnson and B.F. Smull, 1991: The wake low in a midlatitude convective system having complex convective organization. *Mon.Wea.Rev.*, 119, p.134-158
142. Шакина, Н.П., 1985: Динамика атмосферных фронтов. Л. Гидрометеиздат, 263 с.