



ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ. ЧАСТЬ 2

ГУЩИНА
ДАРЬЯ ЮРЬЕВНА

ГЕОФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

Оглавление

Лекция 1. Классификация атмосферных фронтов	8
Классификация атмосферных фронтов	8
1 тип классификации:	9
2 тип классификации:	12
3 тип классификации:	13
4 тип классификации:	13
5 тип классификации:	14
Свойства фронтальных поверхностей	14
Два основных условия существования фронта.....	15
Формула Маргулиса	15
Лекция 2. Угол наклона фронтальной поверхности.	16
Циркуляционные условия существования наклонной фронтальной поверхности	19
Случай стационарного фронта.....	19
Лекция 3. Технология подготовки прогнозов.	22
Основные определения	22
Основные принципы технологии краткосрочного прогноза погоды.....	24
Требования к различным прогнозам погоды общего назначения	25
Лекция 4. Угол наклона фронтальной поверхности (продолжение).....	29
Случай стационарного фронта. Штиль в одной из воздушных масс.....	29
Случай нестационарного фронта.....	31
Общее правило для перемещающегося фронта.....	34
Наклон фронтальной поверхности в приземной зоне	35
Теплый фронт.....	39
Распределение метеоземента в окрестности теплого фронта.....	40
Лекция 5. Теплый фронт.....	42
Барическое поле	42
Поле ветра.....	42
Поле температуры.....	42
Поле облаков и осадков	44
Отклонения от классической схемы теплого фронта	50
Лекция 6. Холодный фронт.....	52
Холодный фронт.	56
Распределение метеоземента в окрестности холодного фронта	57
Барическое поле	59
Поле ветра	59

Поле температуры.....	59
Поле облаков и осадков	59
• Холодный фронт 1 рода.....	59
• Холодный фронт 2 рода.....	61
Лекция 7. Фронт окклюзии.	64
Отклонения от классической схемы холодного фронта	66
Вторичный фронт.	67
Типы фронтов окклюзии.....	70
Распределение метеозлементов в окрестности фронта окклюзии	71
Поле температуры:	71
Поле ветра.....	71
Барическое поле:.....	71
Поле облаков и осадков	72
• 1 случай.....	72
• 2 случай.....	74
• 3 случай.....	75
• 4 случай.....	75
Лекция 8. Маскированные и мнимые фронты.	80
Маскированные фронты.	80
• 1 случай.....	80
• 2 случай.....	81
• 3 случай.....	82
• 4 случай.....	82
Мнимые фронты.	83
• 1 случай.....	83
• 2 случай.....	83
• 3 случай.....	83
• 4 случай.....	84
• 5 случай.....	84
Влияние орографии на характеристики фронта	84
Теплый фронт.....	85
Холодный фронт.....	87
Лекция 9. Механизмы формирования и разрушения фронтов.	90
Механизмы формирования и разрушения фронтов.	90
Графический анализ	94
Деформационное поле	97

Лекция 10. Гидродинамические условия фронтогенеза.....	99
Гидродинамические условия фронтогенеза и фронтолиза.....	101
Дополнительные факторы, способствующие фронтогенезу или фронтолизу	105
Лекция 11. Теория Хоскинса.....	107
Теория Хоскинса.....	108
Лекция 12. Теория Хоскинса (продолжение). ВФЗ.	114
Обратная связь в зоне фронта.	115
Сценарий развития атмосферного фронта (согласно теории Хоскинса).....	119
Высотная фронтальная зона.....	121
Лекция 13. ПВФЗ. Струйные течения.....	126
Планетарная высотная фронтальная зона.....	126
Струйные течения.....	127
Классификация струйных течений	129
Фронтальные струйные течения	129
Безфронтальные струйные течения.....	131
Субтропическое струйное течение западного направления	131
Лекция 14. Струйные течения (продолжение).....	134
Верхнетропосферное приэкваториальное струйное течение восточного направления.....	134
Низкоуровневое кросс-экваториальное струйное течение южного направления (Сомалийское, течение Финдлейтера).	136
Летнее стратосферное струйное течение восточного направления.....	137
Зимнее стратосферное струйное течение западного направления.....	139
Внезапное стратосферное потепление.....	141
Экваториальное стратосферное струйное течение восточного направления.....	144
Основные свойства струйных течений.....	144
Лекция 15. Атмосферные вихри.....	146
Общая характеристика и классификация циклонов.....	146
Классификация циклонов по району формирования.....	146
Тропические циклоны	146
Циклоны умеренных широт	147
Мезоциклоны.....	147
Внутримассовые (термические) циклоны.....	148
Фронтальные циклоны	148
Западные циклоны.....	149
Южные циклоны.....	149
Нырющие циклоны	150
Общая характеристика и классификация антициклонов	150

Классификация антициклонов по району формирования	151
Субтропические антициклоны	151
Антициклоны умеренных широт	151
Промежуточные антициклоны	152
Заключительные антициклоны	152
Стационарные (малоподвижные) антициклоны	153
Термические антициклоны	153
Антициклоны, сформировавшиеся в результате стационарирования заключительных антициклонов	153
Лекция 16. Краткая характеристика циклонов.	155
Антициклоны полярных широт	155
Другие классификации циклонов и антициклонов	155
Краткая характеристика циклонов	156
Лекция 17. Теории циклогенеза и антициклогенеза. Часть 1.	160
Краткая характеристика антициклонов	160
Циклогенез и антициклогенез	162
Конвективная теория	163
Термическая теория	164
Волновая теория	166
Лекция 18. Теории циклогенеза и антициклогенеза. Часть 2.	169
Развитие циклона в рамках волновой теории	173
Адвективно-динамическая теория	174
Вихревая теория	175
Лекция 19. Вихревая теория. Часть 1.	179
Вклад в циклогенез термических слагаемых	180
Вклад в циклогенез динамического слагаемого	182
Стадии развития циклона	182
Первая стадия - стадия волны	183
Вторая стадия – стадия молодого циклона	184
Третья стадия - стадия максимального развития циклона	186
Лекция 20. Вихревая теория. Часть 2.	188
Четвертая стадия - стадия заполнения (разрушения) циклона	188
Стадии развития антициклона	189
Первая стадия - стадия молодого антициклона	189
Вторая стадия – стадия максимального развития антициклона	191
Третья стадия – стадия разрушения антициклона	192
Условия возникновения циклонов	193

Первый вариант - зарождение циклона на малоподвижном фронте.....	193
Второй вариант - зарождение циклона на холодном фронте.....	194
Третий вариант - зарождение циклона на теплом фронте.....	194
Четвертый вариант - зарождение циклона у точки окклюзии.....	194
Некоторые дополнительные замечания, касающиеся условий возникновения циклонов.....	195
Свойства и условия погоды на разных стадиях развития циклонов.....	196
Стадия волны.....	196
Лекция 21. Условия погоды в циклоне и условия, способствующие продолжению жизни циклона.....	197
Стадия молодого циклона.....	197
Стадия окклюдированного циклона.....	202
Регенерация циклонов.....	203
Регенерация при вхождении в систему окклюдированного циклона нового основного фронта.....	204
Развитие нового циклона из волны на участке холодного фронта предыдущего циклона.....	206
Регенерация при вторжении более теплого воздуха.....	207
Взаимодействие полярно-фронтального и тропического циклонов.....	207
Лекция 22. Условия погоды в антициклоне и условия, способствующие продолжению жизни антициклона.....	209
Объединение двух циклонов.....	209
Регенерация, связанная с изменением условий трения.....	209
Свойства и условия погоды на разных стадиях развития антициклонов.....	209
Инверсии.....	210
Приземная радиационная инверсия.....	210
Приподнятая инверсия.....	210
Инверсия оседания.....	211
Условия погоды в различных частях антициклонов.....	212
Центр антициклона.....	212
Северная окраина антициклона.....	212
Западная окраина антициклона.....	213
Южная окраина антициклона.....	213
Восточная окраина антициклона.....	214
Регенерация антициклонов.....	214
Слияние заключительного антициклона циклонической серии с расположенным южнее старым ослабленным антициклоном.....	214
Развитие нового антициклона в отроге существующего.....	214

Перемещение циклонов и антициклонов	215
Формула для переноса приземного центра	215
Лекция 23. Перемещение циклонов и антициклонов.	220
Перемещение приземных образований	220
Частные случаи перемещения барических систем	222
Циклон или антициклон с круговыми изобарами	223
Циклон или антициклон с эллиптическими изобарами	224
Циклоническая деятельность	225
Лекция 24. Влияние орографии на атмосферные вихри.	232
Влияние орографии на атмосферные вихри	232
Сегментация циклона	234
Лекция 25. Теория Хоскинса.	237
Бароклиная зона	237
Характеристика бароклиной зоны	237
Формирование бароклиной зоны	239
Возмущения в бароклиной зоне	241
Квазистационарные волновые возмущения	241
Волны Россби	241
Механизм возникновения волн Россби	242
Глава 26. Волны Россби синоптического масштаба.	246
Процесс усиления волн Россби синоптического масштаба.	249
Процесс ослабления волн Россби синоптического масштаба	253
Асимметричное развитие атмосферных вихрей	253
Распределение потоков тепла при бароклинном возмущении	254
Вклад тепла конденсации при бароклинном возмущении	255
Синтез процессов бароклиного развития	256
Высотный предиктор	258

Лекция 1. Классификация атмосферных фронтов

Классификация атмосферных фронтов

Атмосферные фронты – узкие переходные зоны между соседними воздушными массами, различающиеся по протяженности, особенностям перемещения, вертикальной и горизонтальной стратификации и условиям погоды.

В зависимости от того, по какому признаку мы их ранжируем, существует целый ряд классификаций атмосферных фронтов.

1 тип классификации – по горизонтальной и вертикальной стратификации и циркуляционной значимости. В рамках этой классификации выделяют три типа фронтов:

А – Основные фронты (тропосферные, или высокие – простираются на большую часть тропосферы)

Б – Вторичные фронты (также называют приземными, или низкими)

В – Верхние фронты

Кроме этого, есть еще дополнительный тип – на картах крупного масштаба, а также на картах, построенных по данным спутников, выделяют так называемые линии неустойчивости.

2 тип классификации – по особенностям перемещения, вертикальной стратификации и условиям погоды. Здесь выделяют два основных типа:

А - Простые фронты – они, в свою очередь, разделяются на

- Теплые
- Холодные
- Малоподвижные (стационарные)

Б - Сложные (сомкнутые) – фронты окклюзии, делятся на:

- фронты окклюзии по типу теплого фронта
- фронты окклюзии по типу холодного фронта
- нейтральные
- малоподвижные

3 тип классификации - по характеру вертикальных движений воздуха над фронтальной поверхностью. Здесь выделяют:

- анафронт
- катафронт.

4 тип классификации - по активности процессов, проходящих в зоне фронта. Здесь выделяют:

- обостренные фронты
- размытые фронты

5 тип классификации - самый привычный. Это – географическая классификация, по которой выделяются:

- арктический фронт
- полярный фронт

Это – наследство первых исследований в области атмосферных фронтов, когда выделяли полярный и тропический воздух, и фронт между ними называли полярным. Потом полярный поделили на арктический и умеренный, и нелогичное название за полярным фронтом закрепилось, хотя он до полярных широт практически никогда не доходит.

Изначально при возникновении классификации фронтов существовало понятие тропического фронта, разделяющего экваториальный и тропический воздух, или тропический воздух Северного и Южного полушарий, но потом от этого термина отказались, исходя из определения фронта – в тропиках не наблюдается различия свойств между воздушными массами (в частности, нет различий в температуре). А условия погоды, сходные с тем, что происходит на фронтах, являются следствием сходимости воздушных потоков, а не различия воздушных масс. Поэтому мы теперь используем термин “внутритропическая зона конвергенции”.

Теперь поговорим более подробно о типах классификаций.

1 тип классификации:

A. Основной (тропосферный фронт).

Для него характерна значительная горизонтальная и вертикальная протяженность. Характерный размер по горизонтали – тысячи километров, иногда до 10 тысяч км, определяется этот размер размерами воздушной массы. Вертикальная протяженность – несколько км, иногда почти на всю тропосферу, но чаще переходная зона сосредоточена в нижних слоях атмосферы.

Такие фронты прослеживаются как на приземных картах, так и на картах барической топографии. Основные фронты разделяют воздушные массы, существенно отличающиеся по температуре, влагосодержанию и некоторым другим свойствам. У поверхности земли скачок температуры составляет около 5°C . С основным фронтом всегда связана высотная фронтальная зона (т.е. зона больших градиентов во всей тропосфере), в ВФЗ градиент температуры составляет около 8°C на 1000 км, или 16 гп. дам. на 1000 км, если говорить о картах ОТ.

Изначально в качестве главного признака основного фронта выделялся тот факт, что именно на основном фронте формируются циклоны (внетропические), развивается циклоническая серия и антициклоны. Но более поздние исследования (последняя треть 20 века) показали, что связь между циклонами, антициклонами и атмосферным фронтом не совсем однозначная.

Действительно, механизм возникновения циклона связан с наличием большого температурного контраста, с наличием интенсивной адвекции тепла, а значит, и с атмосферным фронтом, но, с другой стороны, было показано, что поле ветра (циркуляция) в циклоническом вихре за счет т. н. деформации способна создавать сама зону повышенных температурных контрастов.

Циклонический вихрь взаимодействует с зоной бароклинности (а зона бароклинности в умеренных широтах есть всегда, и температурный градиент всегда присутствует, но не всегда он настолько велик, чтобы можно было говорить о фронте), и циркуляция циклонического вихря может из бароклинной зоны создать фронт. То есть, можно говорить о двусторонней причинно-следственной связи. Более подробно эту тему мы рассмотрим, когда будем говорить о фронтогенезе и циклогенезе.

Основные фронты прослеживаются на картах погоды в течение нескольких дней (т.е. синоптический масштаб не только пространственный, но временной).

Основные фронты не опоясывают Землю непрерывно, существуют зоны, где переход от одной воздушной массы к другой происходит плавно (в первую очередь – в зонах дивергенции потоков, т. е. в зонах повышенного давления).

Техника фронтального анализа в различных метеоцентрах достаточно сильно различается. Ближе всего к российским картам карты Оффенбаха (Германия) и норвежские карты. А вот, например, английские, или американские карты сильно отличаются от наших.

Б. Вторичный, или приземный, или низкий фронт.

Это фронт небольшой горизонтальной протяженности (несколько сотен км); вертикальная протяженность также не очень велика: 1-1,5 км. Со вторичными фронтами не связана самостоятельная ВФЗ, вторичный фронт может располагаться под ВФЗ основного фронта. На картах барической топографии, как правило, вторичные фронты не прослеживаются.

Период существования вторичного фронта обычно не превышает 2 суток. Однако, при благоприятной циркуляции и благоприятных термодинамических условиях, вторичный фронт может преобразоваться в основной.

Чаще всего мы имеем дело с холодными вторичными фронтами, которые формируются в тыловой части циклона при интенсивном затоке свежих порций холодного воздуха. Как правило, вторичный фронт не выходит за пределы того циклона, в котором он образовался.

Также есть образования в приземном слое, которые сходны по своим характеристикам с вторичными фронтами – это так называемые топографические фронты. Они связаны с контрастом подстилающей поверхности, то есть образуются, например, вдоль берега моря, вдоль кромки льдов, вдоль границы снежного покрова. Если в зоне такого контраста есть циркуляционные условия для сходимости воздушных потоков, то в этом случае формируется топографический фронт. Его основное отличие

от вторичного – он никуда не перемещается (так как связан с контрастом подстилающей поверхности).

В. Верхний фронт.

Верхний фронт — это фронт, образующийся в тропосфере, он прослеживается на картах барической топографии и на вертикальных разрезах, но не выделяется по признакам приземной карты.

Часто верхним может стать основной фронт, если на пути его перемещения встречается сильно охлажденный приземный слой воздуха. В этом случае т.н. пленка холодного воздуха выступает в роли подстилающей поверхности, и в приземном слое фронт размывается, и контраст между воздушными массами сохраняется, но не у поверхности земли, а в тропосфере.

Также верхние фронты формируются в системах фронтов окклюзии.

Верхним фронтом можно назвать любую ВФЗ – это вопрос терминологии. Обычно о верхнем фронте говорят, если ширина ВФЗ меньше 500 км (субъективный критерий).

Линии неустойчивости, или линии шквалов - еще один тип, вошедший в синоптическую практику около 50 лет назад. Это циркуляционные системы, родственные фронтам, которые имеют еще меньшую протяженность – несколько десятков км (до 100 км), и возникают в зоне сходимости потоков.

При разреженной сети метеостанций такие системы небольшой протяженности обнаружить сложно. С появлением спутников и радиолокаторов, позволяющих выявлять облачные системы и зоны осадков значительно меньшей протяженности, появился новый объект для анализа.

На картах линии неустойчивости обозначают так же, как и фронт окклюзии. Чтобы их не перепутать, нужно помнить, что фронт окклюзии имеет предысторию (он формируется при столкновении теплого и холодного фронтов), а “фронт окклюзии”, проведенный строго по линии интенсивных осадков, чаще всего в теплом секторе циклона – не фронт окклюзии, а линия неустойчивости.

Линии неустойчивости стали относить к атмосферным фронтам, потому что условия погоды на них сходны с теми, что наблюдаются на фронтах – как правило, это ливневые осадки, которые часто сопровождаются грозами и шквалами. Обычно линии неустойчивости параллельны основным фронтам, и проходят от них на небольшом расстоянии (сотни или нескольких сотен км).

Период существования зоны неустойчивости обычно не превосходит нескольких часов, и максимальная интенсивность приходится на часы, благоприятные для развития конвекции. Прослеживаются в виде гряд кучевых и кучево-дождевых облаков, т.е., вдоль линии неустойчивости развивается интенсивная упорядоченная конвекция. Достаточно хорошо прослеживается со спутников.

Так как фронты имеют большую протяженность, естественно, что каждый основной фронт не является однородным на всем протяжении, и отдельные его участки могут перемещаться, или не перемещаться. В зависимости от условий перемещения рассматривают следующий тип классификации фронтов:

2 тип классификации:

В зависимости от условий перемещения выделяют следующие типы фронтов:

А. Простые фронты.

- Теплый фронт - участок основного фронта, перемещающийся в сторону холодного воздуха.

Естественно, за теплым фронтом наступает теплая воздушная масса, также можно отметить, что теплые фронты чаще всего являются анафронтами.

- Холодный фронт - участок основного фронта, перемещающийся в сторону теплого воздуха.

Ему сопутствует наступление холодной воздушной массы и отступления теплой. Холодные фронты преимущественно являются катафронтами.

- Малоподвижный (стационарный) фронт - участок основного фронта, не претерпевающий существенного перемещения.

Малоподвижным фронт становится в случае, если нормальные составляющие скорости, (перпендикулярные линии фронта) отсутствуют, или направлены навстречу друг другу и приблизительно одинаковы по величине (более редкая ситуация). Чаще всего ветер параллелен фронту в воздушных массах по обе стороны от фронта, поэтому малоподвижный фронт часто называют фронтом в параллельных потоках.

Нужно понимать, что главная линия раздела - основной фронт, разделяющий воздушные массы. Его название – теплый, холодный, малоподвижный – обусловлено циркуляцией, которая постоянно изменяется, поэтому фронт, который был теплым, может стать холодным и т.д. - в этом случае говорят о смене знака фронта. Также малоподвижный фронт может стать теплым, или холодным, если появятся волны на линии основного фронта.

Б - Сложные (сомкнутые) – фронты окклюзии.

Вследствие того, что на холодном фронте происходит обрушение холодного воздуха, он перемещается быстрее чем теплый, и догоняет теплый фронт. Теплый воздух вытесняется в верхние слои и формируется сомкнутый фронт окклюзии. Фронты окклюзии подразделяются на несколько типов:

- Окклюзия по типу теплого фронта - возникает в случае, если за фронтом находится более теплая воздушная масса, и прохождение такого фронта приводит к повышению температуры.
- Окклюзия по типу холодного фронта – возникает в случае, если за фронтом находится более холодная воздушная масса, и при его прохождении наблюдается похолодание.
- Нейтральный фронт окклюзии – возникает в случае, если температуры воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии не сильно различаются.
- Малоподвижный фронт окклюзии – возникает в случае, если скорости воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии не сильно различаются.

Воздушные массы, находящиеся по обе стороны от фронта окклюзии, различаются между собой меньше, чем воздушные массы на основном фронте. Скачок температуры, как правило, меньше пяти градусов. По своей структуре фронты окклюзии ближе к вторичным фронтам, их горизонтальная протяженность редко превышает 1000 км, и они так же, как и вторичные фронты, не выходят за пределы одного циклона (исключения есть, но достаточно редкие).

При благоприятном циркуляционных условиях, то есть, при наличии интенсивной адвекции тепла и холода, фронт окклюзии может стать основным фронтом.

Продолжительность существования фронта окклюзии зависит от интенсивности разрушения циклона. Если не происходит регенерации циклона, то фронт окклюзии существует, как правило, первые 1-2 суток, но при специфических условиях, особенно в случае малоподвижных центральных циклонов, которые регенерируют по несколько раз за счет того, что в них вливаются новые члены циклонической серии, фронты окклюзии могут существовать намного более длительное время, иногда даже до недель.

3 тип классификации:

Анафронт – атмосферный фронт, над поверхностью которого теплый воздух совершает восходящее движение по клину холодного.

Катафронт – атмосферный фронт, над поверхностью которого теплый воздух совершает нисходящее скольжение по клину холодного.

4 тип классификации:

По активности процессов, проходящих в зоне фронта, выделяют фронты обостренные и размытые:

- Обостренный фронт – фронт, который легко обнаруживается на приземной карте, на котором все процессы, в первую очередь процесса облако- и осадкообразования интенсивно развиты.
- Размытый фронт - как правило, возникает при трансформации воздушных масс, когда свойства воздушных масс выравниваются, и при дивергенции потоков - в этом случае скачок градиента всех характеристик существенно уменьшается.

5 тип классификации:

Географическая классификация.

- Арктический фронт – фронт между арктическими и полярными (умеренными) воздушными массами Северного полушария.
- Полярный фронт – фронт между воздушными массы умеренных и тропических широт.

Также здесь стоит упомянуть пассатные фронты.

- Пассатный фронт – фронт, который возникает в тропическом воздухе в результате сходимости потоков.

Пассатные фронты возникают, когда субтропические антициклоны разделяются на два ядра (не очень частое явление). Районы наиболее интенсивных пассатных фронтов - тропическая Атлантика в Северном полушарии, когда разделяется Азорский антициклон; Тихий океан в Южном полушарии, когда Южно-Тихоокеанский антициклон разделяется на два ядра; Индийском океан, когда Маскаренский антициклон разделяется на два ядра.

Пассатные фронты могут существенно влиять на погоду и создавать опасные явления, например, грозы и шквал.

Стоит также сказать о стратосферных фронтах - в нижней стратосфере тоже могут существовать достаточно резкие зоны перехода. В синоптическом анализе мы об этом говорим очень редко, так как условия в стратосфере на краткосрочный прогноз погоды, который является основной задачей синоптического анализа и нашего курса влияют не так сильно, но при средне- и долгосрочном прогнозировании это нужно учитывать.

Когда сильно обостренная и резко выраженная ВФЗ проникает в стратосферу, то говорят о стратосферных фронтах. Как правило, это возможно только зимой, потому что летом в стратосфере меняется циркуляция с циклонической в тропосфере на антициклоническую в стратосфере и ВФЗ из тропосферы не может проникать в стратосферу, а в зимнее время может. Чаще всего это связано с зонами струйных течений.

Свойства фронтальных поверхностей

Рассмотрим теперь некоторые общие характеристики, свойственные для зон раздела в тропосфере, то есть, свойства фронтальных поверхностей.

Фронтальные поверхности не параллельны уровенной поверхности, а расположены в тропосфере под некоторым углом, то есть, они являются наклонными поверхностями раздела. Угол наклона небольшой (обычно не превышает градуса), но, так как вертикальные и горизонтальные масштабы в атмосфере очень сильно различаются, этот наклон является важнейшим свойством фронтальной поверхности, и именно за счет его существования и формируются те особые условия погоды, которые мы встречаем на атмосферных фронтах.

Величина угла наклона фронтальной поверхности зависит от разницы температуры и от разности скоростей перемещения воздушных масс. Нормальные составляющие скорости к линии фронта обеспечивают перемещение фронта, а касательные составляющие скорости будут влиять на величину угла наклона фронтальной поверхности.

Два основных условия существования фронта

Мы рассматриваем фронт как зону разрыва (конечно, реального разрыва метеорологических величин не происходит, так как атмосфера непрерывна, но скачок настолько большой, что в масштабах синоптической карты можно говорить о разрыве). В первую очередь, это, конечно, скачок температуры (когда температура падает за час на $10 - 15^{\circ}\text{C}$, можно считать функцию изменения температуры разрывной). Такой же скачок может быть во влагосодержании. Но разрывов не может быть наблюдаться в поле давления. Давление — это плавно меняющаяся функция, и на фронте скачка давления не существует.

- Первое (динамическое) условие существования фронта - вдоль всей поверхности фронта скачка и разрыва давления на фронте не происходит.
- Второе (кинематическое) условие существования фронта - на линии фронта нормальные составляющие скорости к фронту равны.

Формула Маргулиса

Запишем уравнение движения в таком виде:

Теплая воздушная масса:

$$\dot{u}_1 = -\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_1}{\partial x} + \bar{x}_1$$

$$\dot{v}_1 = -\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_1}{\partial y} + \bar{y}_1$$

$$\dot{w}_1 = -\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_1}{\partial z} + \bar{z}_1$$

Холодная воздушная масса:

$$\dot{u}_2 = -\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_2}{\partial x} + \bar{x}_2$$

$$\dot{v}_2 = -\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_2}{\partial y} + \bar{y}_2$$

$$\dot{w}_2 = -\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_2}{\partial z} + \bar{z}_2$$

Домножим все уравнения на $\rho \, dn$. Получим:

$$dp_1 = (\rho_1 \bar{x}_1 - \rho_1 \dot{u}_1) dx + (\rho_1 \bar{y}_1 - \rho_1 \dot{v}_1) dy + (\rho_1 \bar{z}_1 - \rho_1 \dot{w}_1) dz$$

$$dp_2 = (\rho_2 \bar{x}_2 - \rho_2 \dot{u}_2) dx + (\rho_2 \bar{y}_2 - \rho_2 \dot{v}_2) dy + (\rho_2 \bar{z}_2 - \rho_2 \dot{w}_2) dz$$

Вдоль всей линии фронта $p_1 = p_2$, поэтому $dp_1 = dp_2$.

Лекция 2. Угол наклона фронтальной поверхности.

Получаем

$$[(\rho_1 \bar{x}_1 - \rho_1 \dot{u}_1) - (\rho_2 \bar{x}_2 - \rho_2 \dot{u}_2)] dx + [(\rho_1 \bar{y}_1 - \rho_1 \dot{v}_1) - (\rho_2 \bar{y}_2 - \rho_2 \dot{v}_2)] dy + [(\rho_1 \bar{z}_1 - \rho_1 \dot{w}_1) - (\rho_2 \bar{z}_2 - \rho_2 \dot{w}_2)] dz = 0$$

Можно вывести формулу для фронта, лежащего произвольным образом, но мы рассмотрим упрощенный вариант.

Направим фронт параллельно оси Ох или оси Оу. Тогда:

- 1) $tg \alpha = \frac{dz}{dx}$ (фронт параллелен оси Оу)
- 2) $tg \alpha = \frac{dz}{dy}$ (фронт параллелен оси Ох)

Можно переписать эти соотношения в виде:

- 1) $tg \alpha = - \frac{[(\rho_1 \bar{x}_1 - \rho_1 \dot{u}_1) - (\rho_2 \bar{x}_2 - \rho_2 \dot{u}_2)]}{[(\rho_1 \bar{z}_1 - \rho_1 \dot{w}_1) - (\rho_2 \bar{z}_2 - \rho_2 \dot{w}_2)]}$
- 2) $tg \alpha = - \frac{[(\rho_1 \bar{y}_1 - \rho_1 \dot{v}_1) - (\rho_2 \bar{y}_2 - \rho_2 \dot{v}_2)]}{[(\rho_1 \bar{z}_1 - \rho_1 \dot{w}_1) - (\rho_2 \bar{z}_2 - \rho_2 \dot{w}_2)]}$

Введем некоторые допущения - будем считать, что:

- Движение прямолинейное.
- Движение без трения.

Рассмотрим случай стационарного фронта, движущегося без трения. При этих допущениях:

- 1) Если фронт параллелен оси Оу, то $\bar{x} = fv, z = -g$
- 2) Если фронт параллелен оси Ох, то $\bar{y} = -fu$

Так как движение без ускорения, в обоих случаях $\dot{u} = \dot{v} = \dot{w} = 0$. Тогда:

В первом случае:

$$tg \alpha = \frac{f(\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1)}{g(\rho_1 - \rho_2)}$$

Используя уравнение состояния $p = \rho RT$, получаем формулу Маргулиса:

$$tg \alpha = \frac{f(T_1 v_2 - T_2 v_1)}{g(T_1 - T_2)}$$

Во втором случае аналогично:

$$tg \alpha = \frac{f(T_2 u_1 - T_1 u_2)}{g(T_1 - T_2)}$$

Из формулы Маргулиса можно сделать некоторые полезные выводы.

Во-первых, в числителе стоит параметр Кориолиса, значит, при прочих равных условиях, чем ближе к полюсу, тем угол наклона фронтальной поверхности больше. Правда, в реальности это не совсем так, потому что на угол наклона влияют еще и другие факторы, в частности, градиент температуры, разность температур.

Как правило, угол наклона полярного фронта больше (умеренный и арктический воздух чаще имеет меньшие различия по температуре, чем умеренный и тропический).

Во-вторых, эта формула позволяет нам сравнить угол наклона фронтальной поверхности и угол наклона изобарической поверхности, формулу для которого мы уже выводили для случая геострофического движения:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{f}{g} \cdot v$$

Подставляя в обе формулы характерные порядки величин, в них входящие, получим, что разница между углом наклона фронтальной поверхности и углом наклона изобарической поверхности составляет около двух порядков - это очень существенное различие, несмотря на то, что абсолютные величины этих углов невелики – секунды градусов у угла наклона изобарической поверхности и минуты градусов у угла наклона фронтальной поверхности.

То есть, фронтальная поверхность по сравнению с изобарической, а тем более с уровенной — это резко наклонная поверхность. Большой угол наклона обеспечивает восходящее скольжение одной воздушной массы по другой, что и является причиной всех атмосферных явлений и погодных условий, которые наблюдаются в зоне фронта.

Введём следующие обозначения:

- $T_m = \frac{T_1 + T_2}{2}$ - средняя температура
- $v_m = \frac{v_1 + v_2}{2}$ - средняя скорость
- $\Delta T = T_1 - T_2$ - разность температур
- $\Delta v = v_1 - v_2$ - разность скоростей

Тогда $T_1 = T_m + \frac{\Delta T}{2}$, $T_2 = T_m - \frac{\Delta T}{2}$ и $v_1 = v_m + \frac{\Delta v}{2}$, $v_2 = v_m - \frac{\Delta v}{2}$.

В этих обозначениях ранее полученные формулы запишутся следующим образом:

$$1) \quad \operatorname{tg} \alpha = -\frac{f \Delta v}{g \Delta T} T_m + \frac{f}{g} v_m \approx -\frac{f \Delta v}{g \Delta T} T_m$$

(вторым слагаемым пренебрегли, так как это угол наклона изобарической поверхности, а он, как мы отмечали выше, примерно на два порядка меньше угла наклона фронтальной поверхности)

$$2) \quad tg\alpha = \frac{f}{g} \frac{\Delta u}{\Delta T} T_m$$

Глядя на формулу Маргулиса, можно подумать, что чем больше разница температуры между соседними воздушными массами, тем меньше угол наклона фронтальной поверхности, хотя на самом деле изначально мы предположили, что всё с точностью до наоборот.

Здесь нужно обратить внимание, что в формуле присутствует скорость и градиент температуры – переменные, которые связывает формула термического ветра:

$$v_T = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta T} \frac{\partial \bar{T}}{\partial n}$$

Подставим, например, в эту формулу значения, характерные для наших умеренных широт: $T = 300 \text{ К}$, $\Delta z = 1 \text{ км}$, $g = 10 \text{ М}^2/\text{с}$, $f = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Получим

$$v_T = 3 \frac{\partial \bar{T}}{\partial n} - \text{приращение ветра в три раза больше, чем градиент температуры.}$$

То есть, при росте градиента температуры, угол наклона фронтальной поверхности будет увеличиваться.

Если мы рассмотрим случай нестационарного фронта (по-прежнему движение без трения и прямолинейное, действующие силы те же – сила Кориолиса вдоль оси Ох или вдоль оси Оу, и сила тяжести вдоль оси Оз, но ускорение уже будет ненулевым), то получится следующее выражение (когда фронт параллелен оси Оу):

$$tg\alpha = \frac{(\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1) + (\rho_1 \dot{u}_1 - \rho_2 \dot{u}_2)}{(\rho_1 - \rho_2) - (\rho_1 \dot{w}_1 - \rho_2 \dot{w}_2)}$$

Сравним угол наклона стационарного фронта с углом наклона анафронта и катафронта. Заметим, что ускорение по вертикали пренебрежимо мало, поэтому слагаемым $\rho_1 \dot{w}_1 - \rho_2 \dot{w}_2$ в знаменателе можно пренебречь.

Тогда формула угла наклона для нестационарного фронта будет отличаться от формулы для стационарного фронта на слагаемое $\rho_1 \dot{u}_1 - \rho_2 \dot{u}_2$ в числителе.

То есть если это слагаемое положительно, то угол наклона у нестационарного фронта больше, а если это слагаемое отрицательно, то угол наклона у нестационарного фронта меньше, чем у стационарного.

Тогда, если скорость в тёплом воздухе больше, чем в холодном (то есть, тёплый воздух скользит по клину холодного), то слагаемое положительно, и угол наклона больше, чем у стационарного. Таким образом, угол наклона анафронта больше, чем у стационарного фронта.

И наоборот, если скорость в тёплом воздухе меньше, чем в холодном (тёплый воздух совершает нисходящее скольжение), угол наклона катафронта будет меньше, чем у стационарного фронта.

На первый взгляд, непонятно, почему у катафронта угол наклона меньше – ведь это холодный фронт, а на холодном фронте все процессы более интенсивные и происходит вытеснения теплого воздуха. Дело в том, что мы не учитывали силу трения, а она имеет очень большое влияние на процессы, происходящие в приземном слое. Об этом мы будем говорить на следующих лекциях.

Когда (хоть это и редкий случай) теплый воздух движется медленнее (такая ситуация, как правило, бывает на периферии циклона, либо в областях повышенного давления), тогда теплый фронт действительно становится катафронтом, на нем процессы облако- и осадкообразования резко ослабевают, и угол наклона катафронта действительно меньше, чем у стационарного фронта, и значительно меньше, чем у анафронта.

Циркуляционные условия существования наклонной фронтальной поверхности

Следующий аспект, который мы будем рассматривать — это циркуляционные условия существования наклонной фронтальной поверхности. Не при любом распределении давления и не при любой циркуляции может формироваться наклонная фронтальная поверхность.

Ранее мы уже обсуждали, что фронты существуют в барических ложбинах (первое правило фронтального анализа - любая барическая ложбина должна быть рассмотрена с точки зрения возможности пролегания в ней атмосферного фронта), но это были нестрогие рассуждения качественного характера. Как мы увидим далее, условия существования наклонной фронтальной поверхности можно получить из формулы Маргулиса.

Вначале рассмотрим случай стационарного фронта (т.к. формула Маргулиса была получена именно для стационарного фронта). Однако, для нестационарного фронта выводы будут схожими.

Вообще, при выводе формулы Маргулиса стационарность фронта не требовалась, а предполагалось отсутствие ускорений, отсутствие силы трения, отсутствие центробежной силы. Почему же мы говорим, что это стационарный фронт?

Дело в том, что движение без трения, без ускорения и по прямолинейной траектории — это случай геострофического приближения, а геострофический ветер дует вдоль изобары. При выводе формулы Маргулиса были только составляющие скорости, параллельные фронту, нормальные к фронту скорости отсутствовали. Таким образом, получается, что фронт лежит параллельно изобаре, ветер дует вдоль него, и фронт будет являться стационарным.

Случай стационарного фронта

В данном случае уже не будем рассматривать два варианта – когда фронт параллелен оси Ох и параллелен оси Оу, а рассмотрим только случай, когда фронт параллелен оси Ох, потому что это ось, направленная с запада на восток, а фронты (особенно стационарные), чаще залегают квазизонально. В этом случае формула имеет вид:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} \frac{\Delta u}{\Delta T} T_m$$

Угол α - острый, значит, $\operatorname{tg} \alpha > 0$, таким образом, условие существования фронта – неотрицательность правой части формулы Маргулиса.

Рассмотрим компоненты, входящие в правую часть:

- $T > 0$ (температура задана в Кельвинах)
- $\Delta T > 0$ (разность температур теплого и холодного воздуха)
- $f > 0$ (рассматриваем Северное полушарие)

Таким образом, знак всего выражения будет определяться Δu . Если $\Delta u > 0$, то наклонная фронтальная поверхность может существовать. Если $\Delta u < 0$, то это невозможно.

Итак, циркуляционные условия заключаются в том, что $\Delta u > 0$ в Северном полушарии и $\Delta u < 0$ в Южном полушарии.

Теперь перейдем к рассмотрению конкретных случаев распределение барического и термического полей, при которых может существовать наклонная фронтальная поверхность.

1 случай: $\Delta u > 0$ и $u_1 > 0, u_2 < 0$ - в теплой воздушной массе западный поток, в холодной – восточный.

В зоне фронта изобарические поверхности испытывают ложбинообразный изгиб, в обе стороны от фронта давление повышается.

Такая картина характерна для летнего времени на арктическом фронте, например, на Европейской территории России летом часто располагается холодный антициклон над Арктикой, и зона повышенного давления над евразийским континентом - между ними будет пролегать стационарный арктический фронт. Однако, стоит отметить, что такая ситуация (когда на одной долготе стоят два антициклона) не очень типична.

2 случай: $\Delta u > 0$ и $u_1 > 0, u_2 > 0$ - оба потока западных, но в тёплом ветер сильнее.

В зоне фронта наблюдается т.н. замаскированная ложбина (ложбина становится заметной только при продолжении изобарических линий вверх, в тропосферу).

Это - случай полярного фронта как над ЕТР, так и над Атлантикой, когда холодный циклон — это Исландская депрессия, а теплый антициклон — это Азорский антициклон.

3 случай: $\Delta u > 0$ и $u_1 < 0, u_2 < 0$ - оба потока восточных, но скорость в тёплом воздухе меньше.

Это также случай замаскированной ложбины.

Данный случай реализуется редко, так как восточные потоки – это редкая форма циркуляции. Чаще всего возникает при обращении градиента температуры, может формироваться в летнее время на арктическом фронте (например, холодный Гренландский антициклон и зона пониженного давления в теплом воздухе).

Лекция 3. Технология подготовки прогнозов.

Это лекция про технологию подготовки прогнозов, мы будем обсуждать, где место специалиста с образованием в области метеорологии и климатологии в цепочке подготовки прогнозов.

Может показаться, что практически каждый УГМС выпускает прогнозы так, как считает нужным, но это неверно, потому что есть множество нормативных документов, которые содержат в себе стандартные требования к технологии подготовки и выпуску краткосрочных прогнозов погоды общего назначения.

Основные определения

Погода — это совокупность значений метеорологических параметров и атмосферных явлений, наблюдаемых в определенный момент времени в той или иной точке пространства.

Прогноз текущей погоды — это описание текущей погоды, а также прогноз метеорологических параметров на период от 0 до 2 часов (т.е. это русское название наукастинга).

Для прогноза текущей погоды не нужно гидродинамической схемы, так как провал, связанный с инициализацией данных и с их усвоением, скорее всего, придется именно на этот промежуток (от 0 до 2 или даже от 0 до 4 часов).

Прогноз текущей погоды очень важен, например, в авиации, так как исходя из прогноза текущей погоды принимается очень важное и в экономическом и в финансовом плане решение о закрытии/незакрытии аэропорта.

Сверхкраткосрочный прогноз погоды — это прогноз метеорологических параметров на период от 2 до 12 часов.

Для сверхкраткосрочного прогноза погоды в ближайшее время, скорее всего, начнут применяться гидродинамические методы - запускать отдельные микроклиматические модели на такой промежуток вполне возможно.

Краткосрочный прогноз погоды — это прогноз метеорологических параметров на период от 12 до 72 часов.

Если раньше синоптик делал прогноз по синоптической карте до 48 часов, то сейчас, в связи с развитием регионального моделирования, этот срок продвинулся до 72 часов. Краткосрочный прогноз погоды — это то, что практически все имеют в виду, когда говорят о прогнозе погоды.

Также, когда мы говорим о краткосрочном прогнозе погоды, то имеем в виду прогноз погоды общего назначения (не имеющий определенной специфики) - он предназначен для широкого круга потребителей — это население, органы государственной власти, обороны страны, и т.д.

Прогноз погоды общего назначения доносят до населения федеральные СМИ - он предоставляется туда обязательным образом.

Гидродинамический прогноз погоды — это предвычисление будущих значений тех или иных метеорологических величин.

Все метеорологические величины в краткосрочном прогнозе вычисляются гидродинамическим методом. Гидродинамическая модель атмосферы – это программная реализация численного решения системы уравнений гидро- и термодинамики.

Численный прогноз погоды — это предвычисление будущих значений метеорологических величин с помощью вычислительной техники на основе объективных прогностических методов.

Объективные прогностические методы — это определенный ограниченный набор методов, который можно применять для прогноза общего назначения. Даже при наличии очень качественной авторской разработки, на ее введение в состав объективных методов может уйти очень много времени, за это время она успеет устареть.

Численный прогноз погоды включает в себя гидродинамический прогноз (т.е. гидродинамический прогноз — это вообще любое вычисление с помощью гидродинамической модели, а численный прогноз — это прогноз на основе объективных методов).

Основное отличие метеослужб первой пятерки (принято считать, что в лучшие годы отечественная Гидрометеослужба входит в топ-5, а в неудачные годы оттуда вылетает) от метеослужб т.н. второго эшелона — это наличие собственной, либо глобальной, либо полусферной модели общей циркуляции атмосферы. Таким образом, более, чем у пяти стран есть абсолютно независимые технологии производства прогнозы погоды.

В нашей стране такие технологии достаточно развиты – в России есть спектральная модель и семейство моделей ПЛАВ, которые оцениваются как очень перспективные.

Стоит отметить, что у лучших Гидрометеослужб прогностические методы настолько плотно зарегулированы, что они практически совпадают - процент оправданных прогнозов будет отличаться на проценты, максимум – на десяток процентов (если говорить о краткосрочном прогнозе погоды).

Опасное природное метеорологическое явление — это явление погоды, воздействие которого может привести к гибели людей и нанести значительный ущерб отраслям экономики (например, московский “ураган” 2017 года).

Неблагоприятное метеорологическое явление — это явление погоды, которое значительно затрудняет, или препятствуют деятельности отдельных отраслей экономики, однако по своим количественным значениям не достигает критериев опасного явления.

Например, любой ледяной дождь, любой гололед — это неблагоприятное явление. Если взять карту прогноза неблагоприятных явлений на территории России, то в среднем каждый день будет сопровождаться их наличием.

Основные принципы технологии краткосрочного прогноза погоды

1. Основой современной технологии КПП является оперативный гидродинамический прогноз метеорологических полей, составляемый на базе автоматизированных технологий сбора и обработки данных метеонаблюдений.

Обратите внимание на наличие данных сертифицированных метеостанций - других данных не допускается, потому что автоматизированные технологии работают в основном со стандартной метеорологией. Все построено по данным гидродинамического прогноза, и это является только лишь основой для составления прогноза. Без результатов вычислений оперативный прогноз не может быть выполнен.

2. Технология составления КПП общего назначения должна строиться на сочетании сертифицированных объективных методов прогноза и их экспертных оценок с целью контроля и уточнения имеющейся и восполнения отсутствующей объективной прогностической информации.

То есть, современный прогноз — это не только гидродинамический прогноз, но и обязательное наличие эксперта метеорологической оценки.

3. Содержание КПП обязательно должно быть комплексным, формулировка прогноза должна включать информацию об основных ощущаемых потребителями элементах и явлениях погоды - температуре, ветре, осадках, облачности, а также неблагоприятных и опасных явлениях.

Прогноз – это обязательно сочетание методов.

Чтобы метеослужба могла составлять прогноз, у нее должны быть объективные методы - какие-либо кластеры, которые вычисляют исходное гидродинамическое поле (на основе своей модели, или на основе закупленных данных объективного анализа).

Вкратце, объективный анализ — это выраженный в форме полей набор обязательных метеорологических элементов, с помощью которых можно запустить гидродинамическую модель. Объективный анализ в мире делают около десятка стран, Россия в их числе. Те страны, которые его не готовят, покупают объективный анализ у основных производителей. Например, консорциум COSMO – это сформировавшийся естественным образом пул потребителей оперативного анализа.

При наличии объективного анализа с него стартуют гидродинамические прогнозы с помощью региональных моделей. Региональных моделей великое множество, во многих метеослужбах мира одновременно работают различные региональные прогнозы, и из них выбирается один.

И в России около 15 лет назад одновременно делали прогнозы с помощью 5-7 региональных моделей, использовали отечественные разработки (модели Лосева и

Пресмана) и зарубежные (например, WRF), затем из этого пула выбирался стандартизированный метод, который подвергался экспертной оценке.

Если хотя бы один из трех принципов технологии КПП не соблюдается, то это не прогноз, а личное мнение, непрофессиональный анализ и т.д.

Если нет технологии краткосрочного прогноза, то мы попадаем на уровень 50-х и 60-х годов, когда качественный прогноз мог быть составлен опытным специалистом только на 24 часа. Иногда это срабатывает, но редко, и на данный момент постепенно уходит в прошлое. Ещё в 2001 году успешность прогноза на первые сутки с помощью синоптического и гидродинамического метода между собой сравнивались - ясно, что сейчас гидродинамический прогноз стал намного успешнее. Современный прогноз уже практически не мыслим без какого-либо кластерного вычисления.

Если нет экспертной оценки (наиболее часто встречающаяся ситуация - ее нет практически у любого прогноза в нашей стране, за исключением прогнозов Гидрометцентра России) есть риск случайных ошибок – например, для прогноза могут быть взяты вчерашние поля. Специалист должен быстро на это отреагировать, и исправить ситуацию.

Кстати, The Weather Channel на территории России не является прогнозом, а на территории США он проходит экспертную оценку и является прогнозом.

Если есть самый лучший специалист и лучшая модель, но дан прогноз только температуры, или только осадков, это тоже не прогноз. Это можно назвать прогнозом термического поля, но это не краткосрочный прогноз погоды общего назначения.

Требования к различным прогнозам погоды общего назначения

Теперь поговорим о том, какие требования могут предъявляться к разным прогнозам погоды общего назначения на разные сроки.

Задача эксперта - выбрать наиболее подходящий исходный набор данных для объективного анализа, провести их контроль (раскодирование) - поработать с синоптической картой:

- Контроль правдоподобия – если вы видите температуру $+70^{\circ}\text{C}$, это, скорее всего, ошибка.
- Контроль непротиворечивости - если в некоторой области $+70^{\circ}\text{C}$, а в ее центре $+20^{\circ}\text{C}$, это, скорее всего, ошибка.
- Контроль согласованности - например, в области до гребней не должно наблюдаться обширных полей ливневых осадков.

Затем запускается какой-либо тест на гидродинамический метод прогноза (скорее всего, региональный, так как данные глобального объективного анализа уже получены). Выбирается наиболее подходящий (чаще всего это наиболее дешевый), и запускается гидродинамическая модель.

Пока не осуществлен полный переход на “бесшовное” метеорологическое моделирование, может возникнуть проблема переноса значений в узлах на нужную вам территорию.

В случае с Москвой это - задача с избыточными данными: нужно найти грамотный метод осреднения, или выбора узлов. В случае с большинством других населенных пунктов нужно будет найти узел, который лучше всего статистически связан с текущей погодой.

Чем интереснее и сложнее задача, тем больше в ней будет статистики, начиная от основ статистики и заканчивая самообучающимися системами, deep machine learning, и системами искусственного интеллекта.

Для того чтобы запустить любую гидродинамическую модель, нужны только начальные и граничные условия (за исключением глобальной модели – ей не нужны граничные условия).

Если будут некорректные начальные условия, то качество прогноза будет плохим. Если будут некорректные граничные условия, то качество прогноза рядом с границами будет плохим. Например, стандартная сетка для COSMO-RU заканчивается на Урале, соответственно, там прогноз осадков будет не таким качественным, каким мог бы быть.

Для каждой территории нужно стремиться, чтобы она попадала в центр моделируемой области, именно тогда прогноз на больший промежуток времени будет хорошим.

После получения гидродинамических данных, задача сводится к статистической интерпретации гидродинамических прогнозов и физико-статистической интерпретации.

Статистическая интерпретация работает исключительно в оперативном моделировании, а в климатическом моделировании от нее практически полностью отказались, потому что в разных климатах статистические связи могут не воспроизводиться. В оперативном прогнозе устойчивой статистической связью между, например, скоростью ветра и продолжительностью фронтальных осадков, пользоваться можно.

Физико-статистическая интерпретация является своего рода продолжением атмосферной модели, в которой диагностически (без обратного влияния на ход вычислений) уточняются результаты гидродинамической модели. В этой интерпретации учитывается физика процесса (например, для прогнозирования гроз нужна турбулентная кинетическая завихренность, и соответствующие параметры конвекции – из этих предикторов можно физико-статистическим образом получать финальные результаты). Получаются субмодели.

Написание пост-процессинговой субмодели – это и есть физико-статистическая интерпретация.

Однако, существуют физические ограничения полученных полей, даже после их доработки пост-процессингом.

Например, имеется сетка в районе 1×1 км, и был составлен прогноз, учтена сезонная и суточная динамика, острова тепла, и получены данные по распространению температуры. В этих же точках получены данные по осадкам, в том числе по конвективным.

Однако, вся конвекция, находящаяся внутри ячейки, стохастична, особенно в летний период. Например, если на границе района расположилось большое дождевое облако, под ним выпадения осадков носит стохастический характер, и не удастся надежным образом распределить осадки по различным областям исходного района. Конечно, можно раздробить сетку, например, до 100 метров, но тогда может пострадать надежность результатов.

Есть некоторые минимальные требования, определяющие, когда, и на основании чего можно делать прогноз. Информационная база для составления прогнозов погоды и опасных явлений вводит четыре класса уровня обеспеченности (речь идет о начальных условиях).

- 1 уровень - экстремально минимальный. Прогноз объективно обоснованным считать нельзя, но есть хоть что-то.
- 2 уровень – минимальный. В отдельные периоды времени может быть достигнут определенный уровень точности, но не всегда.
- 3 уровень – оптимальный. Технологически возможна обеспеченность крупных центров.
- 4 уровень – перспективный. Наиболее развитые метеорологические центры в мире, наполнение этого уровня быстро меняется.

Рассмотрим пример для сверхкраткосрочного прогноза текущей погоды (0-12 часов).

Экстремально минимальный. Нужна карта приземной фактической погоды с нанесенным кодом КН-01 с радиусом не менее 200 км. Также в приземной погоде нужны давление на уровне моря, температура, тенденция давления и характеристики облачности.

Минимальный. К требованиям экстремально-минимального уровня добавляются данные радиолокационных наблюдений.

Оптимальный. К требованиям минимального уровня добавляются постоянный радиолокационный мониторинг, карты последнего динамического прогноза давления на уровне моря и на 850 гПа на 24 часа, карты барической топография AT_{700} , AT_{850} , OT_{1000}^{500} с радиусом не менее 500 км (ближайшая точка зондирования), и пространственное разрешение полей объективного анализа не менее $2,5$ на $2,5$ градуса, карта прогностического положения атмосферных фронтов для территории с радиусом не менее 500 км от центрального пункта района прогноза, результаты расчетов методов

прогноза приземной температуры заблаговременностью до 24 часов и дискретностью по времени не менее 3 часов, результаты расчетных методов прогноза осадков на ближайшие 6 часов и спутниковые снимки за последние 6 часов.

Перспективный. К требованиям оптимального уровня добавятся результаты расчетных методов прогнозов конвективных явлений.

То есть, для экстремально минимального уровня вам нужно только карта, а для перспективного - до 16 самых разных показателей. Если у вас нет экстремального минимума, вы не должны делать прогноз.

Лекция 4. Угол наклона фронтальной поверхности (продолжение)

На лекции 2 мы вывели формулу Маргулиса, и рассмотрели несколько случаев, при которых может существовать наклонная стационарная фронтальная поверхность.

Теперь рассмотрим дополнительные случаи, когда в одной из воздушных масс наблюдаются штилевые условия.

Случай стационарного фронта. Штиль в одной из воздушных масс.

- Штиль в тёплом воздухе

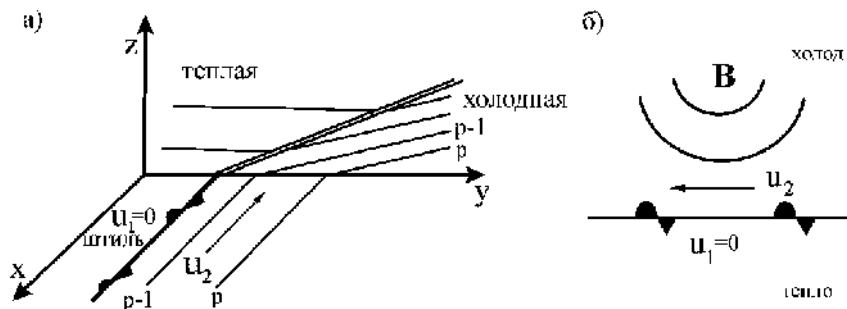


Рис. 4.1 Штиль в теплом воздухе

Скорости ветра переменные, суммарная результирующая скорость близка к нулю. Наблюдается в случае малоградиентного поля (не такой редкий случай - над континентами в летнее время в тёплом воздухе очень часто существуют малоградиентные барические поля).

Для соблюдения условие $\Delta u > 0$, в холодном воздухе должны наблюдаться восточные потоки. Например, если в холодном воздухе расположен антициклон, а в теплом - малоградиентное поле, то на южной периферии такого антициклона может пролегать квазистационарный фронт.

Типичная ситуация для лета - антициклоны над арктическими ледяными полями Евразии и Северной Америки.

- Штиль в холодном воздухе

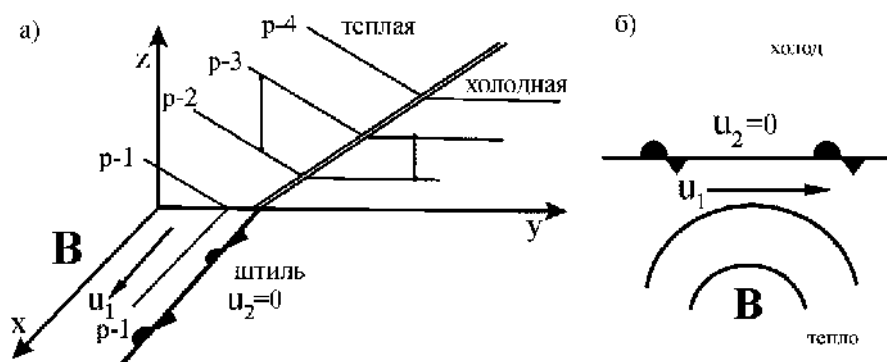


Рис. 4.2 Штиль в холодном воздухе

Для соблюдения условия $\Delta u > 0$, в тёплом воздухе должны существовать западные потоки. Это реализуется, например, на северной периферии теплого антициклона - при наличии развитого субтропического антициклона и штилевых условий севернее может сформироваться стационарный фронт. Данная ситуация более характерна для лета.

Обратите внимание на рис. 4.2 - соблюдается не только формула Маргулиса, но и уравнение статики - барическая ступень (расстояние между изобарическими поверхностями) при таком распределении в тёплом воздухе больше, чем в холодном.

Давайте посмотрим, что бы было, если бы фронт располагался в гребне:

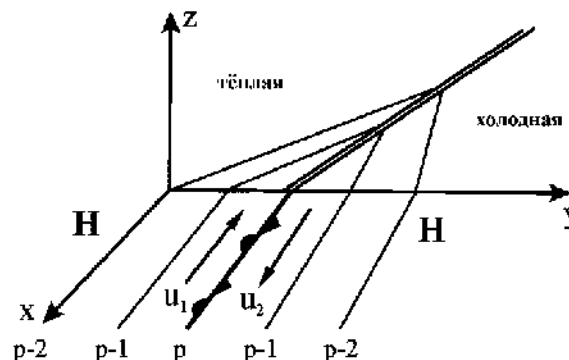


Рис. 4.3 Фронт в гребне (невозможная ситуация)

По обеим сторонам от фронта давление пониженное, и фронт располагается в перемычке высокого давления. В этом случае u_1 в тёплом воздухе должна быть восточная, а u_2 - западная. Здесь мы видим сразу два несоответствия.

- Первое - если мы построим продолжение изобар в вертикальной плоскости (пересечение изобарических поверхностей с плоскостью Oyz), то увидим, что при таком распределении давления в холодном воздухе барическая ступень в холодном воздухе будет больше, чем в теплом, что не удовлетворяет уравнению статики - базовому условию равновесия в земной атмосфере.

- Второе - $u_1 < 0$, $u_2 > 0$, значит, $\Delta u < 0$ – в Северном полушарии это не соответствует формуле Маргулиса.

Таким образом, существование наклонной поверхности в гребне невозможно.

Итак, можно сделать общий вывод о циркуляционных условиях существования наклонной фронтальной поверхности в Северном полушарии: **если вы находитесь в одной воздушной массе и смотрите в сторону фронта, то вторая воздушная масса должна смещаться относительно вас влево.**

Это соответствует циклонической циркуляции, по сути, это правило буравчика, которое отражает только тот факт, что наклонные фронтальные поверхности могут существовать в областях пониженного давления, там, где имеет место циклоническая циркуляция. Дальше можно сделать логичный вывод, что циклоническая циркуляция в

приземном слое под влиянием силы трения даст конвергенцию потоков, вследствие чего произойдет сходимостъ воздушных масс и обострение фронта.

Отсюда следует правило, которое мы обсуждали ранее - атмосферные фронты пролегают в барических ложбинах, поэтому любая барическая ложбина, которая присутствует на карте, должна быть исследована с точки зрения возможности существования в ней атмосферного фронта.

В действительности, это правило является достаточно идеализированным. Если говорить про приземные карты, то там с достаточной степенью точности действительно фронты пролегают в барических ложбинах. Однако, при работе с картами, например, в системе Map Maker, поле давления строится автоматически, основываясь только на интерполяции (т.е., не соблюдается барический закон ветра, не учитывается густота распределения станций, и т.д. - присутствует только математическая интерполяция). Поэтому барические ложбины, которые появляются на этих картах, далеко не всегда могут совпадать с положением фронтов (согласно классической схеме фронтального анализа, распределение давления и форма изобар уточняется после проведения фронта).

При существующей концентрации станций есть достаточная свобода для проведения изобар. Для проведения фронта существует целый комплекс признаков: поворот ветра, явления погоды, распределение барической тенденции и т.д., поэтому часто можно провести фронт достаточно точно, ориентируясь на другие признаки, и в этом случае поле давления должно быть подкорректировано.

Стоит отметить, что теплый сектор с высотой расширяется, поэтому при перемещении вверх линия холодного фронта, как правило, лежит впереди оси барической ложбины, а линия теплого фронта - позади барической ложбины, но при тех масштабах синоптических карт, которые обычно используются (например, 1:10 000 000), это смещение очень невелико, и его можно не учитывать.

Случай нестационарного фронта

До настоящего момента мы рассматривали случай стационарного фронта, именно для этого наиболее простого случая и была выведена формула Маргулиса. Как было сказано выше, такие фронты существуют в перемиках низкого давления, или в замаскированных ложбинах на периферии циклона или антициклона.

Теперь речь пойдет о нестационарных фронтах. Чаще всего мы имеем дело с перемещающимися фронтами, которые существуют в v-образных явных барических ложбинах (рис. 4.4):

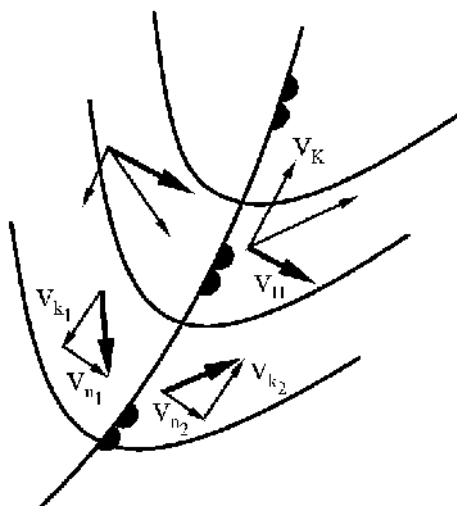


Рис. 4.4 Перемещающийся фронт

В этом случае ветер, который дует в данной барической ложбине, может быть разложен на две составляющие: касательная к фронту и нормальная к фронту.

Чтобы распространить на перемещающийся фронт те выводы, которые мы сделали для стационарного фронта, наложим средний поток на схему циркуляции для стационарного фронта. Если на стационарный фронт накладывается южный поток, то фронт будет перемещаться с юга на север, что при нормальном распределении температуры соответствует тепловому фронту, а если средний поток направлен с севера на юг, это будет в стационарном случае соответствовать холодному фронту (конечно, бывают и исключения, например, инверсия горизонтальной температуры).

В таблице 4.5 изображены возможные схемы распределения циркуляции ветра в зоне фронта в случае перемещающегося фронта. Рассмотрим, как получается эта таблица, что в ней первично, а что вторично.

№	Ветер у фронта	Положение фронта в барическом поле	Поворот ветра	Характеристика поля давления
1				Явная ложбина
2				Скрытая ложбина
3				Скрытая ложбина
4				Явная ложбина
5				Явная ложбина (Южное полушарие)

Таблица 4.5 Схемы распределения циркуляции в зоне фронта

- 1 случай: западный ветер в тёплом воздухе, восточный ветер в холодном воздухе.

Сначала проводим стационарный фронт, вектора u_1 и u_2 . Далее на стационарный фронт накладываем средний южный поток (жирная стрелочка). Складываем поочередно u_1 и u_2 со средним южным потоком, и получаем ветер, который будет в случае нестационарного фронта (вектора u'_1 и u'_2).

Далее u'_1 и u'_2 переносим в следующую ячейку таблицы и, используя барический закон ветра, строим поле давления (если ветер параллелен изобарам, то низкое давление слева, а высокое – справа)

Теперь можно оценить это поле давления: мы видим, что это v-образная явная ложбина, что и отражено в четвертом столбце таблицы

Теперь можно оценить, как изменяется ветер при прохождении такого теплого перемещающегося фронта: нарисовав вектора u_1 и u_2 , можно увидеть, что происходит

правый поворот ветра (третий столбец в таблице). Обратите внимание - изменения скорости ветра при этом не происходит - не всегда ветер на фронте усиливается.

- 2 случай: и в теплом, и в холодном воздухе западные потоки, ветер в тёплом воздухе сильнее.

Рассуждая аналогично, получаем случай скрытой ложбины. Это не всегда v-образная ложбина, может также быть циклонический изгиб изобары.

За фронтом опять обнаруживается правый поворот ветра. Он меньше, чем в первом случае, зато наблюдается резкое увеличение скорости. Такое часто можно наблюдать на теплом фронте в передней части циклона - там не всегда явно выраженная v-образная ложбина (она более характерна для холодного фронта), а циклонический изгиб изобары.

- 3 случай: случай восточных потоков.

Снова получаем случай скрытой ложбины, то есть, циклонический изгиб изобар на северо-восточной периферии циклона.

В данном случае происходит правый поворот ветра, скорость ветра уменьшается.

- 4 случай: западный ветер в тёплом воздухе, восточный ветер в холодном воздухе.

Как и в первом случае, получаем v-образную ложбину и правый поворот ветра.

- 5 случай (Южное полушарие): западный ветер в тёплом воздухе, восточный ветер в холодном воздухе.

Получаем скрытую ложбину и левый поворот ветра (без усиления).

Общее правило для перемещающегося фронта

При прохождении и теплого и холодного фронта в Северном полушарии ветер всегда поворачивает вправо, а в Южном полушарии ветер всегда поворачивает влево. Скорость его может меняться по-разному: как не меняться, так и возрастать, или убывать. Определяется это типом ложбины: если ложбина явная, то скорость меняется мало, если ложбина скрытая, то скорость может увеличиваться или уменьшаться.

Теперь обсудим, как поворачивает ветер при пересечении фронтальной поверхности, но уже не в горизонтальной, а в вертикальной плоскости (рис. 4.6).

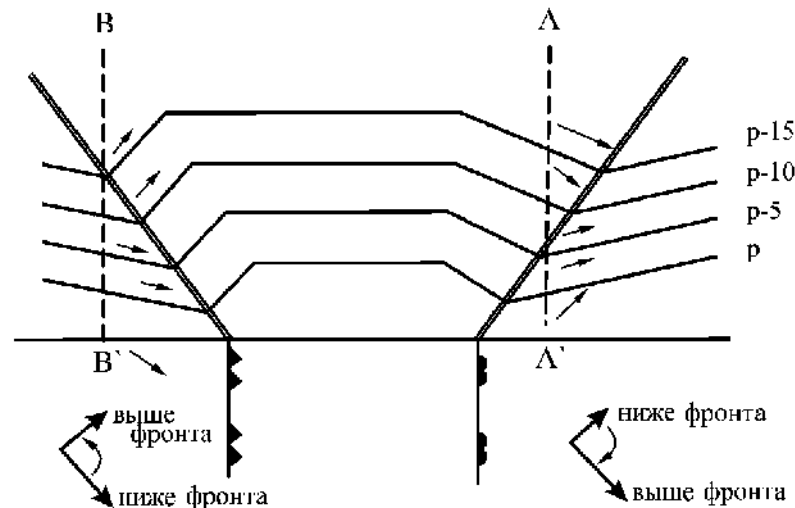


Рис. 4.6 Поворот ветра в вертикальной плоскости при пересечении фронтальной поверхности

Представим, что штриховыми линиями $A'A$ и $B'B$ обозначен поднимающийся радиозонд, который измеряет скорость ветра, и стрелочками показано, какой ветер будет регистрироваться по мере подъема зонда и при пересечении им фронтальной поверхности теплого и холодного фронтов. Сплошными черными линиями показаны изобарические поверхности, в данном случае это соответствует явным ложбинам и для холодного и для теплого фронта. Именно в районе фронтальной поверхности эти изобарические поверхности испытывают максимальный изгиб.

Чем будет определяться поворот ветра с высотой в зоне фронта: если в случае горизонтального поворота это определялось циклонической циркуляцией, то в данном случае определяющим фактором будет характер адвекции - с высотой барическое поле подстраивается под термическое, и изменение ветра с высотой определяется знаком адвекции: при адвекции тепла ветер поворачивает вправо, при адвекции холода ветер поворачивает влево.

Обратите внимание на вертикальный профиль ветра: он везде поворачивает вправо, однако именно при пересечении фронтальной поверхности происходит наиболее резкий поворот. Таким образом, по повороту ветра можно уточнить высоту нахождения фронтальной поверхности.

Наклон фронтальной поверхности в приземной зоне

Теперь рассмотрим еще один аспект изменений, которые происходят в вертикальной плоскости - когда мы получали угол наклона фронтальной поверхности для нестационарного фронта, мы выяснили, что у анафронта угол наклона больше, чем у стационарного, а у катафронта угол наклона меньше, чем у стационарного.

Это входило в некоторое противоречие с нашими предыдущими знаниями, потому что катафронт - чаще всего холодный фронт, а мы знаем, что на холодном фронте

угол наклона фронтальной поверхности больше, что следует из более интенсивного развития конвективных процессов на холодном фронте.

Оказывается, все дело в том, что мы выводили формулу для свободной атмосферы, а изменения угла наклона, о которых мы чаще всего говорим (те, которые определяют, в основном, формирование облаков и осадков на фронте) - это изменения угла наклона фронтальной поверхности в приземном слое, где существенно влияние силы трения.

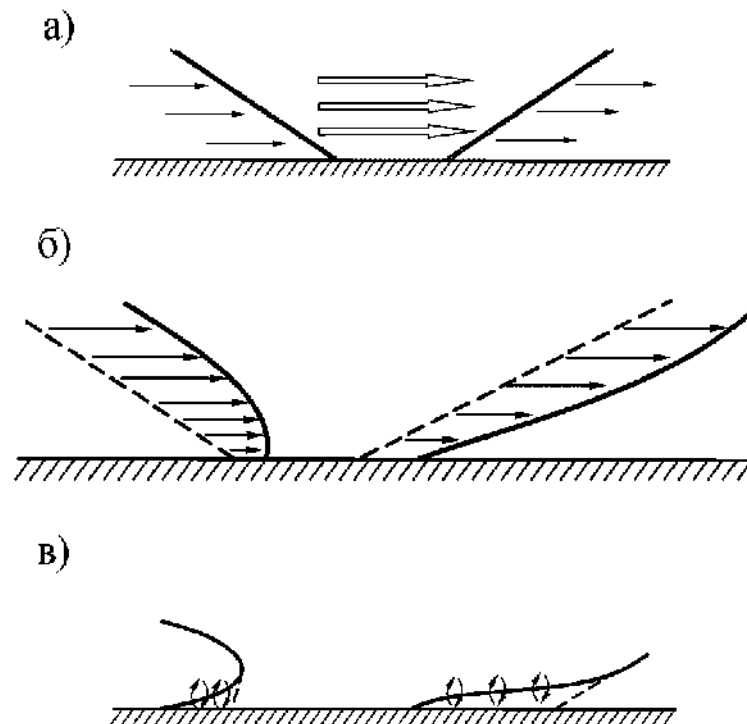


Рис. 4.7 Наклон фронтальной поверхности с учетом силы трения

На рис. 4.7 показан угол наклона фронтальной поверхности при наличии силы трения и без нее. Справа – случай теплого фронта, слева – случай холодного фронта.

Теплый фронт:

- а) - распределение скорости ветра и наклон фронтальной поверхности при отсутствии трения. Угол наклона сохраняется с высотой.
- б) - под влиянием силы трения часть фронтальной поверхности, находящаяся ниже, перемещается с меньшими скоростями, чем часть, которая находится выше. Таким образом, наблюдается торможение фронтальной поверхности у земли, в результате чего в приземном слое угол наклона фронтальной поверхности существенно уменьшается.

Для этой зоны есть даже специальный термин – “зона волочения”, или шлейф теплого фронта, где угол наклона фронтальной поверхности очень небольшой.

- в) - у земли появляется пленка холодного воздуха, над которой расположен теплый. Зона раздела между теплым и холодным воздухом практически горизонтальна.

В летнее время, когда наблюдается интенсивный прогрев земной поверхности, и за счет этого возникает более интенсивная турбулентность (или даже конвективное движение), эта турбулентность приводит к разрушению зоны волочения. Ситуация, когда холодная пленка воздуха существует некоторое время под теплым, очень непродолжительна по времени (несколько часов), из-за турбулентности достаточно быстро восстанавливается достаточно крутой наклон фронтальной поверхности, поэтому в летнее время интенсивные осадки и мощные облака сохраняются вплоть до прохождения теплого фронта.

В холодную половину года, когда устойчивость атмосферы намного больше, конвекция неразвита, и турбулентность также весьма слаба, зона волочения может существовать устойчиво на протяжении не только часов, но даже нескольких суток, а иногда даже и недель. То есть, теплый фронт практически становится верхним фронтом - где-то он, конечно, достигает поверхности земли, но на очень большой протяженности (несколько сотен, а иногда и тысяч километров) внизу лежит пленка холодного воздуха, а выше воздух теплый, и так продолжается до тех пор, пока усилившийся ветер (как правило, этот более сильный ветер наблюдается в тёплом секторе) не разрушит эту пленку.

Особенно явно это бывает выражено в районах со сложным рельефом, где сохранению устойчивости и сохранению пленки холодного воздуха еще способствует и понижение рельефа, где перемешивание еще более слабое, и существует тенденция накопления холодного воздуха.

С наличием пленки холодного воздуха связан хорошо известный случай маскировки теплого фронта, когда в поле температуры фронт не выражен, но при этом ситуация с точки зрения прогноза погоды и даже прогноза опасных явлений, весьма неприятная, потому что ни в облачности, ни в изменениях температуры, фронт на карте не проявляется, но при этом подъем теплого воздуха по клину холодного существует, и осадки в этом случае могут образовываться и выпадать, причем осадки достаточно интенсивные, так как теплый воздух имеет большое влагосодержание.

При таком инверсионном распределении температуры, когда сверху теплый воздух, часто с положительными температурами, а внизу пленка холодного воздуха и холодная подстилающая поверхность, возникают такие опасные явления, как ледяной дождь и гололед.

С другой стороны, в зимнее время достаточно часто обложные осадки на тёплом фронте заканчиваются до прихода теплой воздушной массы у поверхности земли. Причина этого в том, что на очень пологой фронтальной поверхности восходящие движения намного слабее, поэтому слабее и процессы облако- и осадкообразования, и

осадки заканчиваются там, где начинается подъем фронтальной поверхности, а в зоне волочения облачность может сохраняться, при этом осадки становятся менее интенсивными, а иногда даже прекращаются совсем.

В этом случае изменение температуры, прекращение осадков, могут не совпадать с фронтом - возникает маскировка, затрудняющая проведение фронта на приземной карте.

Холодный фронт:

- а) - распределение скорости ветра и наклон фронтальной поверхности при отсутствии трения. Угол наклона сохраняется с высотой.
- б) - нижняя часть фронтальной поверхности тормозится, и перемещается медленнее, чем верхняя. Возникает крутой угол наклона, его еще называют вал, или голова холодного фронта.

Именно в этой части происходит наиболее интенсивное обрушение холодного воздуха. Благодаря крутому наклону фронтальной поверхности идет интенсивное вытеснение вверх теплого воздуха перед фронтом. То, что характерно для холодного фронта второго рода - интенсивный конвективный подъем и образование гряд кучево-дождевых облаков - следствие большого угла наклона фронтальной поверхности холодного фронта, который, в свою очередь, вызван влиянием силы трения в приземном слое.

Выше слоя, в котором сила трения велика, угол наклона холодного катафронта очень незначительный, и там наблюдается нисходящее движение, поэтому полоса осадков на холодном фронте в 3-5 раз уже, чем полоса осадков на теплом фронте.

- в) может наблюдаться ситуация, аналогичная теплему фронту, и возникать зона волочения на холодном фронте, когда угол наклона становится даже отрицательным. Но эта ситуация неустойчивая - теплый воздух располагается под холодным и в зимнее, и в летнее время. Теплый воздух поднимается, возникнет перемешивание, возникает турбулентность, и эта зона волочения очень быстро исчезает (может существовать не более часа).

Крутой угол наклона фронтальной поверхности проявляется не только в интенсивном подъеме теплого воздуха и формировании кучево-дождевых облаков, но и в шквалах, наблюдающихся на холодном фронте, а также резком росте давления за фронтом.

На этом мы заканчиваем говорить об общих особенностях фронтальных поверхностей и фронтов и переходим к более детальному рассмотрению отдельных типов фронтов.

При фронтальном анализе чаще всего мы имеем дело с тремя типами фронтов, о которых и будем говорить в подробностях: это теплый фронт, холодный фронт и фронт окклюзии.

Теплый фронт.



Рис. 4.8 Теплый фронт

Теплый атмосферный фронт — это граница раздела между теплым и холодным воздухом, которая перемещается в сторону холодной воздушной массы, при этом теплый воздух захватывает территории, где ранее находилась холодная воздушная масса.

Главный фронт принимает характер теплого в передней части циклона. Обратите внимание – в передней, а не в восточной. Циклон может быть ориентирован по-разному, передняя часть - с точки зрения направления перемещения.

В циклонических областях теплый фронт относится к категории анафронтов, то есть, в нём теплый воздух совершает медленное восхождение по клину холодного, и это восходящее скольжение является следствием того, что нормальная составляющая скорости больше в теплой воздушной массе. Связано это с тем, что, как правило, максимальные градиенты давления наблюдаются в тёплом секторе, есть еще некоторые причины, о которых мы поговорим позже.

Это справедливо для центральных частей циклона. Обратите внимание - центр и центральная часть циклона не всегда одно и то же. Центра циклона — это маленькая окрестность минимального давления, а центральная часть циклона - вся область, где наблюдаются большие градиенты давления, где явно выражена циклоническая циркуляция, процессы облако- и осадкообразования, и т.д.

Чтобы не путать центр и центральную часть, циклон делят на центральную часть и периферию. Периферия там, где циклон переходит в область повышенного давления.

Итак, теплый фронт является анафронтом в центральной части циклона, но, выходя на периферию, или попадая в малоградиентное поле, или в гребень высокого давления, как правило, скорость его перемещения резко падает, скорость перемещения

теплого воздуха может оказаться меньше, чем холодного, и тогда теплый фронт становится катафронтом. Это приводит к разрушению облаков и к прекращению выпадения осадков, фронт постепенно размывается, интенсивность его падает.

Распределение метеозлементов в окрестности теплого фронта

Теперь немного поговорим о распределении основных метеозлементов и об их изменениях, связанных с прохождением теплого фронта.

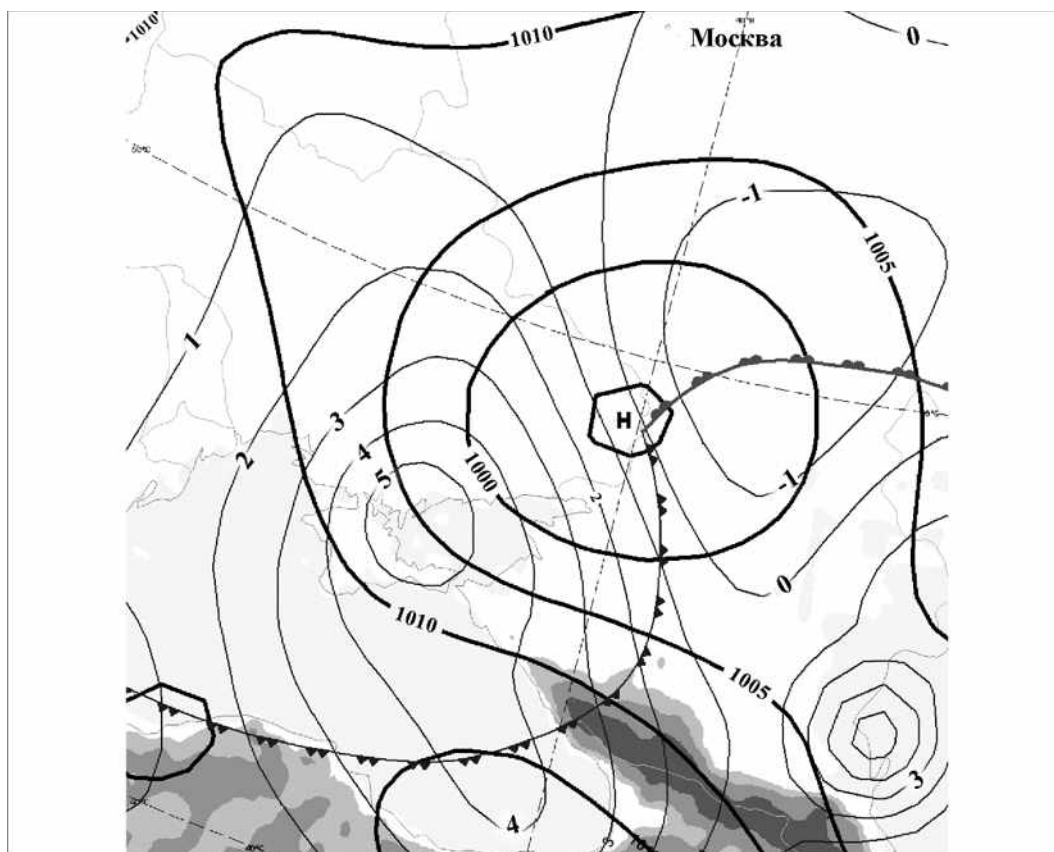


Рис. 4.9 Предфронтальное падение давления

Первый, наиболее яркий признак теплого фронта — это предфронтальное падение давления. В центре такой области оно может достигать 5-6 гПа за три часа, но иногда бывают и рекордные случаи — например, с 25 на 26 января 1987 года за сутки давление в Москве упало на 47 гПа.

Основная причина падения давления — термическая. Происходит замена холодного воздуха более легким теплым, в результате чего наблюдается уменьшения веса атмосферного столба и падение давления. Есть и вторая причина - воздух ниже фронтальной поверхности движется параллельно поверхности земли, а выше он движется вверх, поэтому наблюдается дивергенция потоков в вертикальной плоскости, которая тоже приводит к падению давления.

Область падения давления может наблюдаться не только перед теплым фронтом, но и захватывать большую часть циклона. В углубляющихся циклонах, особенно в резко углубляющихся (т. н. циклоны-бомбы, скорость падения давления в которых превышает

24 гПа в час), падение захватывает весь циклон, но центр будет всегда находиться именно перед теплым фронтом.

Также рост точки росы четко указывает на прохождение фронта.

Второй признак теплого фронта - усиление ветра. Как мы говорили ранее, наблюдается правый поворот ветра, и скорость ветра практически всегда возрастает, особенно на полярном фронте, но при этом ослабевает порывистость ветра, потому что большую часть года (зимой и в переходные сезоны) теплый сектор занят устойчивой воздушной массой.

В летнее время теплая воздушная масса часто бывает неустойчивой, и в теплом секторе может наблюдаться конвективная деятельность и кучево-дождевые облака с грозами, возникают шквалы и порывы ветра. Чаще всего это происходит в летнее время в морском тропическом воздухе.

Температура воздуха за фронтом повышается, часто на теплом фронте температура начинает расти задолго до прохождения фронта, что связано с влиянием облачности.

Удельная влажность после прохождения фронта тоже повышается (хотя могут быть редкие исключения, например, при смене морского воздуха континентальным тропическим, скачка влагосодержания наблюдаться не будет).

Горизонтальная дальность видимости за теплым фронтом ухудшается, особенно в случае вхождения тропического воздуха. Связано это с устойчивой стратификацией и слабым перемешиванием в теплой устойчивой воздушной массе, с формированием инверсии— это способствует скоплению примесей, продуктов конденсации, выбросов в нижнем приземном слое и приводит к ухудшению видимости.

Также ухудшение видимости может быть связано с осадками. Перед теплым фронтом осадки выпадают долго и достаточно большой интенсивности, поэтому при снеге, при метелях, и адвективных туманах, которые также часто образуются перед теплым фронтом, ухудшение видимости будет происходить при приближении конденсационной системы теплого фронта.

Также прохождение теплого фронта сопровождается специфическими типами облаков и осадков, причем облачная система теплого фронта по горизонтальной и вертикальной протяженности во много раз больше, чем у холодного фронта.

Лекция 5. Теплый фронт.

Барическое поле: чаще всего фронт проходят в барической ложбине у поверхности земли, на уровне 850 гПа, в нижнем слое локализован в пределах области с минимальными значениями давления.

На поверхности 700 гПа фронт может пролегать как по барической ложбине, так и выходить из нее. Это зависит, с одной стороны, от распределения давления у земли и в нижнем слое, а с другой стороны, от термического поля. Если ложбина у земли выражена явно, а термические контрасты незначительны, то в этом случае фронт остается в ложбине. Если барическая ложбина выражена не очень сильно, но при этом в нижнем слое наблюдаются большие температурные контрасты, то доминирующим становится термический фактор, и положение фронта не совпадает с барической ложбиной.

В этом случае барическая ложбина совпадает с ложбиной холода, а теплый фронт пролегает в тыловой части этой ложбины. Выше 700 гПа практически всегда фронт располагается позади барической ложбины.

Поле ветра: мы уже упоминали, что и на тёплом, и на холодном фронте ветер поворачивает вправо, но если положение фронта не совпадает с положением ложбины, то поворот ветра наблюдается перед фронтом, а на фронте происходит только усиление ветра.

Если в нижнем слое наблюдается сильная турбулентность, то могут наблюдаться петлеобразные изменения ветра (как правило, только до 700 гПа, выше хаотических изменений наблюдаться не будет).

Поле температуры: на достаточном удалении от границы теплого фронта в среднем скачок температуры будет около 5°C (может достигать и 15°C), но в окрестности теплого фронта поле температуры разнообразно. Это разнообразие и усложнения поля определяется:

- местными условиями
- характером облачности
- скоростью ветра
- предшествующими погодными условиями

Классический пример - зимние условия в районах с достаточно сложным рельефом, где наблюдаются возвышенности и котловины, например, в Западной или Восточной Сибири. Температура воздуха у поверхности зимой составляет порядка -40 – -35°C , а на высоте 1-1,5 км температура составляет уже всего -25 – -20°C .

При приближении теплого фронта происходит два процесса: во-первых, натекает облачность, которая уменьшает радиационное выхолаживание, что способствует повышению температуры, а во-вторых, усиливается ветер, что приводит к усилению турбулентности и перемешивания, и прорыву приземной пленки холодного воздуха. Воздух с высот, имеющей температуру -25 – -20°C , может распространяться до

поверхности, и в этом случае скачок температуры наблюдается задолго до прохождения теплого фронта - возникает так называемый мнимый фронт, при этом температура с -40°C поднимается до -20°C , то есть, наблюдается скачок около 20°C . При прохождении теплого фронта скачок меньше – около 10°C .

Таким образом, температура - далеко не лучшая характеристика для определения теплого фронта. Если и ориентироваться на температуру, то на высоте, а не у поверхности земли. Ориентироваться нужно в первую очередь на падение давления, а также поворот ветра и облака и осадки – они будут соответствовать реальному, а не мнимому фронту.

Еще один пример маскировки может наблюдаться в летнее время в случае, когда перед фронтом находится сухой и прогретый внизу континентальный воздух, а за фронтом приходит более влажная воздушная масса морского происхождения (например, континентальный умеренный воздух сменяется морским тропическим). В приземном слое температура морского тропического воздуха будет меньше, так как за счет большого влагосодержания и большей облачности меньше радиационный прогрев, поэтому прохождение фронта у поверхности земли сопровождается не потеплением, а похолоданием.

В этом случае для правильного определения знака фронта есть два основных приема:

- Сравнение дневных и ночных карт - на ночной карте, в отсутствие радиационного нагрева, такой маскировки не будет.
- Оценка температурного скачка по картам ОТ. Теплый фронт параллелен изогипсам карты ОТ, и за фронтом на картах ОТ располагается гребень тепла.

Если говорить о вертикальном распределении температуры, то фронтальной поверхности соответствует инверсия температуры (но не везде - примерно до 1-2 км, а в более высоких слоях инверсии чаще всего уже не будет, потому что на теплом фронте теплый воздух поднимается по клину холодного, и поднимаясь, он адиабатически охлаждается). Но все равно в этом случае можно выявить положение фронтальной поверхности, потому что будет заметно уменьшение градиентов.

Также по температуре можно определить знак фронта. Поскольку в теплом поднимающемся воздухе наблюдается интенсивная конденсация, образование облаков, то в этом слое увеличивается относительная влажность и влагосодержание, поэтому в зоне инверсии теплого фронта максимально близко расположены депеграммы и кривая стратификации, по взаимному расположению которых можно определить знак фронта (рис. 5.1).

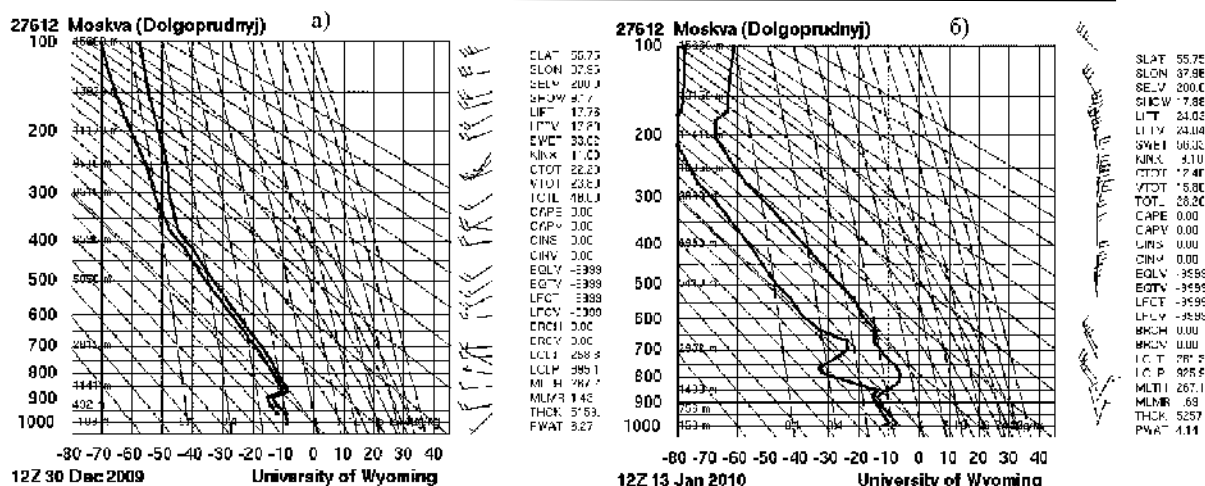


Рис. 5.1 Взаимное расположение депеграммы и кривой стратификации в случае теплого фронта

Поле облаков и осадков: мы будем рассматривать классическую схему распределения облаков и осадков на теплом фронте (рис. 5.2).

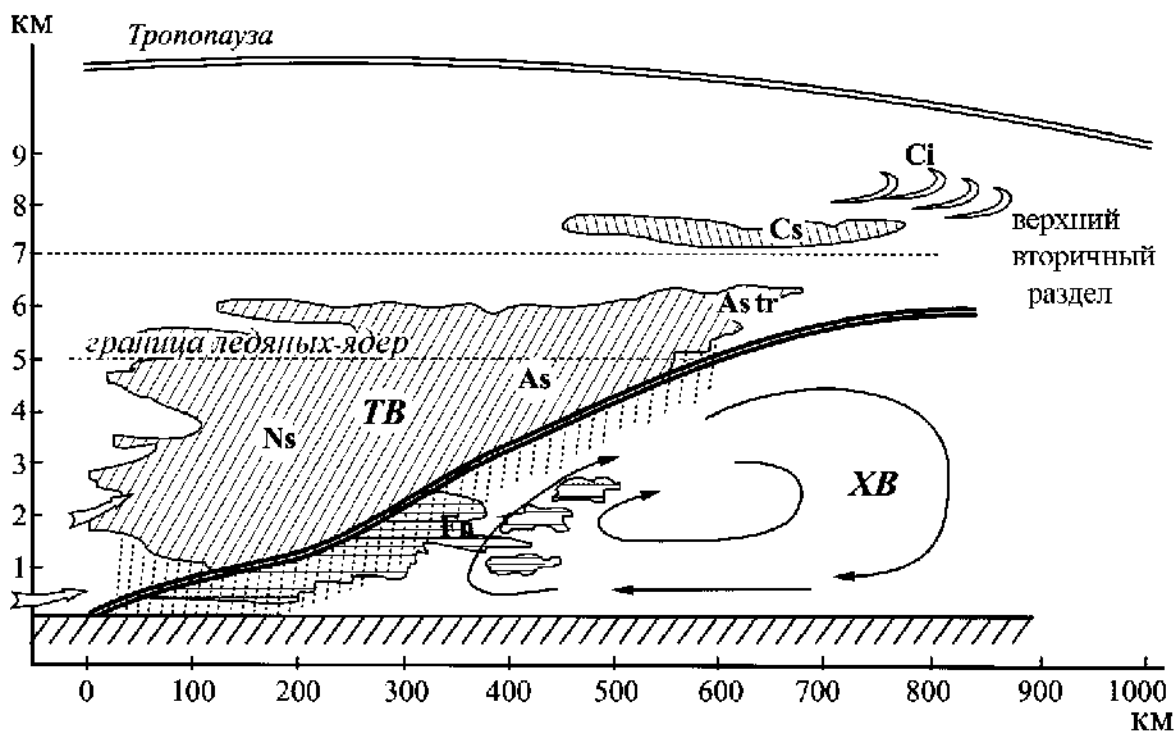


Рис. 5.2 Схема распределения облаков и осадков на теплом фронте

От нее существует целый ряд отклонений, о которых мы поговорим чуть позже. Отклонений от классической схемы в тёплом фронте больше, чем в холодном, но наблюдаются они реже - примерно в 70 % случаев схема облаков и осадков на тёплом фронте именно такая. В целом такая схема более характерна для холодного полугодия и частично для переходных сезонов, максимальное отклонение от нее будет наблюдаться в летнее время.

Причиной образования систем конденсации на тёплом фронте является крупномасштабное восходящее скольжение теплого воздуха по клину холодного. При таком восхождении происходит адиабатическое динамическое охлаждение, и на определенном уровне (который определяется начальным состоянием теплой воздушной массы, в первую очередь, ее влагосодержанием), начинается конденсация. В среднем это происходит на высоте 100-150 метров, но отклонения могут быть весьма велики.

Выше уровня конденсации происходит интенсивное облакообразование, и верхняя граница облаков располагается на высоте 7-8 км. Преградой для их дальнейшего развития является наличие высоких инверсий в тёплом воздухе.

По мере удаления от центра циклона восходящее движение вдоль фронтальной поверхности ослабевает, уменьшается мощность облаков и ослабевают осадки. Происходит опускание ВГО (верхней границы облаков): от высоты 7-8 км в центре циклона до 3-4 км на расстоянии 1500 км от центра циклона - она оказывается ниже уровня образования ледяных ядер, и это является причиной того, что на теплом фронте, который расположен на таком расстоянии от центра циклона, осадки могут не выпадать, поскольку облака становятся коллоидально-устойчивыми. Так как уровень конденсации находится примерно на той же высоте, то по мере удаления от центра циклона уменьшается и вертикальная мощность системы облаков.

Высота основания фронтальных облаков изменяется, поверхность основания фронтальных облаков наклонная и параллельна фронтальной поверхности. Вблизи приземной линии фронта наблюдается максимальная интенсивность вертикальных движений, так как именно здесь наблюдается максимальный контраст между воздушными массами. Кроме того, в непосредственной близости от приземной линии фронта развиваются турбулентные движения, которые усиливают облакообразование.

При облакообразовании выделяется скрытая теплота конденсации, а турбулентность способствует сталкиванию и коагуляции водяных капель. Все это в совокупности приводит к тому, что процесс образования осадков будет наиболее интенсивным, находясь максимально близко к приземной линии фронта. При удалении от приземной линии фронта, во-первых, ослабевают вертикальные движения, потому что ослабевает контраст между воздушными массами; во-вторых, ослабевает турбулентность в зоне фронта, в результате чего уменьшается мощность облаков.

Верхняя граница облаков теплого фронта в большинстве случаев лежит выше границы ледяных ядер. Как правило, граница ледяных ядер лежит на уровне изотермы -10°C и ниже. Выше этого уровня в облачной системе появляются ледяные кристаллы, то есть, облака становятся смешанными, а значит, коллоидально-неустойчивыми.

Напомним, что бергероновский процесс основан на разности давления насыщенного водяного пара над каплей и над ледяным кристаллом, и заключается в том, что при определенных значениях парциального давления водяного пара для капель воздух не насыщенный, и они испаряются, а для кристаллов воздух насыщенный, и испарившаяся капля намерзает на кристалле. Кристалл укрупняется, под действием силы

тяжести начинает падать, встречая на своем пути большое количество других кристаллов, и увеличение числа кристаллов идет практически по закону цепной реакции. В результате начинается процесс выпадения осадков, и в зависимости от температуры ниже облаков эти осадки выпадают либо в жидкой, либо в твердой фазе.

Также стоит упомянуть, что область выпадения осадков перед теплым фронтом практически совпадает с областью падения давления. Хотя между двумя этими процессами нет непосредственной связи, у них есть общая причина — это восходящее движение над фронтальной поверхностью.

Иногда облачную систему сравнивают с гигантским чечевицеобразным облаком (это логично - *lenticularis* возникает при обтекании потоком некоего твердого препятствия, а в случае теплого фронта таким препятствием выступает клин холодного воздуха, и теплый воздух как бы обтекает этот клин холодного воздуха).

Системы облаков теплого фронта:

- кучевые облака (*Cumulus*)

Первыми при приближении теплого фронта появляются перистые облака, но под ними могут быть развиты кучевые облака хорошей погоды. Где-то на расстоянии 900-1000 км от линии фронта наблюдаются *Cumulus humilis* (плоские кучевые облака) и *Cumulus mediocris* (средние кучевые облака). По мере уплотнения перистых облаков и соответствующем уменьшении радиационного прогрева, кучевые облака постепенно исчезают.

- перистые облака (*Cirrus*)

Первыми появляются *Cirrus uncinus* (перистые когтевидные облака), они вытянуты параллельно струйному течению (оно располагается на расстоянии 600-900 км перед фронтом). Их причудливая форма - следствие больших сдвигов ветра в зоне струйного течения. Эти облака очень подвижные, их форма очень быстро меняется. Они вытянуты полосами вдоль струйного течения, но кажется, что эти полосы как бы сходятся в одну точку. Если на небе появляется такой пучок полос из тонких белых облаков — это первый признак того, что придет теплый фронт, и погода испортится.

Далее *Cirrus uncinus* (также и перистые хребтовидные - *Cirrus vertebratus*, и перистые нитевидные - *Cirrus filus*) уплотняются и переходят в слой *Cirrostratus* — перисто-слоистых облаков.

- перисто-слоистые облака (*Cirrostratus*)

Они отделены безоблачной прослойкой от массива *Altostratus* (высокослоистых облаков) и *Nimbostratus* (слоисто-дождевых облаков), которые объединены в единый массив.

Самый надежный признак определения перисто-слоистых облаков - появление гало. Гало - оптическое явление, которое возникает в результате преломления на

ледяных кристаллах, поэтому, например, в высокослоистых, или в перистых облаках его не возникает, потому что они не образуют сплошного слоя. Для того, чтобы возникло гало, нужно сплошное покрытие небосвода облаками.

Слой перисто-слоистых облаков состоит только из ледяных кристаллов, поэтому мы их видим белыми, так как они прозрачны для солнечной радиации. Также для них свойственно просвечивание небесных светил. Эти облака коллоидально-устойчивые и осадков не дают.

- высокослоистые облака (*Altostratus*) и слоисто-дождевые облака (*Nimbostratus*)

Образуют единый по вертикали и по горизонтали слой. Чем ближе к земле и к приземной линии фронта, тем сильнее увеличивается интенсивность вертикальных движений и водность облаков, поэтому возникает более плотный облачный слой, который непосредственно примыкает к фронтальной поверхности.

Система этих облаков уплотняется по мере приближения к приземной линии фронта. Начинается она с наименее плотных облаков — это *Altostratus translucidus* (высокослоистые просвечивающие), которые потом переходят в *Altostratus opacus* (высокослоистые плотные).

Поскольку эти облака уже являются коллоидально-неустойчивыми, там присутствует вода в твердой и жидкой фазах, они могут давать осадки. Однако, эти осадки мало интенсивны. В летнее время эти малоинтенсивные осадки испаряются в подоблачном слое в силу высокой температуры воздуха. Такие осадки, не достигающие земли, называют метлами, или хвостами, их можно увидеть невооруженным глазом.

Осадки, достигающие земли, начинаются на теплом фронте в летнее время на расстоянии примерно 300-400 км от линии фронта. Иногда даже в летнее время осадки могут достигать земной поверхности (в зимнее время они почти всегда достигают земной поверхности), в этом случае облака, из которых они выпадают, называют *Altostratus graecipitans* (дающие осадки). Зимой максимальное расстояние, где начинается выпадение осадков, — это 700 км от приземной линии фронта. Узнать *As* можно по просвечиванию через слой облаков небесных светил в виде туманных пятен.

Вертикальная мощность *As* достаточно значительна. Основание расположено на высоте от 3 до 5 км, верхняя граница на высоте 6-7 км, то есть, вертикальная мощность может составлять 3-4 км - мощный облачный слой.

По мере опускания основания облаков, приближения к приземной линии фронта и увеличения мощности облачной системы, *As* переходит в *Ns* (слоисто-дождевые облака), которые уже в любое время года дают обложные осадки.

Летом *As* и *Ns* разделяют по факту выпадения осадков, а зимой по просвечиванию светил: просвечивают *As* и не просвечивают *Ns*. Нижняя поверхность *Ns* часто кажется весьма размытой вследствие выпадающих осадков.

Как правило, нижняя граница слоисто-дождевых облаков начинается на уровне 1-2 км, но может опускаться и существенно ниже - до 300 метров. Максимальную вертикальную мощность в системе теплого фронта также имеют Ns. Нижняя граница Ns совпадает с уровнем конденсации в тёплом воздухе, и при большом влагосодержании воздушной массы уровень конденсации может опускаться еще ниже - до 100 метров, тогда это становится опасным метеорологическим явлением.

Средняя ширина зоны осадков летом 300-500 км, зимой 500-700 км. Граница зоны осадков проецируется на поверхность земли ± 50 км от приземной линии фронта, поэтому, учитывая масштаб синоптических карт, можно считать, что зона осадка совпадает с линией фронта. Это - дополнительный признак для выделения положения фронта на приземной карте.

Также для зоны облаков и осадков в зимнее время характерны метели. Еще одно характерное опасное явление для теплого фронта – гололед и ледяной дождь. Если в приземном слое температуры воздуха отрицательные, а теплая воздушная масса имеет положительные температуры, то выпадающий дождь становится переохлажденным в приземном слое, это приводит к образованию гололеда, или ледяного дождя.

Гололед чаще всего возникает при температуре от 0°C до -3°C , но может образовываться и при более низких температурах, до -16°C . Это слой плотного матового или прозрачного льда, который намерзает как на горизонтальных, так и на вертикальных поверхностях, чаще всего с наветренной стороны. Толщина отложений может достигать нескольких сантиметров, а иногда и десятков сантиметров. Для южных районов России в зимнее время это одно из наиболее опасных и часто повторяющихся неблагоприятных явлений.

Обратите внимание, что гололедица — это совершенно другое явление, связанное с похолоданием - оттаявшая вода при похолодании замерзает.

Еще одно опасное явление, которое формируется в системе As и Ns при слабо отрицательных температурах — это обледенение самолетов. Чаще всего обледенение возникает при диапазоне температур от -3°C до -12°C при полете в переохлажденных или смешанных облаках, либо в зоне переохлажденного дождя - переохлажденные капли, сталкиваясь с корпусом самолета, намерзают на нем. Аналогично происходит обледенение судов, тоже относящееся к опасным явлениям.

До сих пор мы говорили об облаках, формирующихся над фронтальной поверхностью в результате восходящего скольжения теплого воздуха по клину холодного, но существует и подфронтальная система облачности — это Fractonimbus (разорвано-дождевые облака), и предфронтальный туман. По механизму образования это единое явление.

- Fractonimbus (разорвано-дождевые облака)

В непосредственной близости от приземного фронта в клине холодного воздуха формируется самостоятельная облачная система. Причины ее формирования:

- насыщение воздуха при испарении выпадающих осадков, особенно если это дождь
- в зажатом между землей и фронтальной поверхностью клине холодного воздуха наблюдается усиление турбулентности, и это усиливает перенос водяного пара вверх
- в результате падения давления происходит расширение воздуха, которое сопровождается охлаждением

Это приводит к тому, что в холодном воздухе, ниже, чем в теплом, формируется свой уровень конденсации (его называют еще вторичный уровень конденсации) и под ним формируются Fractonimbus. В зависимости от их внешнего вида говорят еще о Stratus fractus (слоистые разорванные, их еще называют Fractostratus).

Отличие Fractostratus от Fractonimbus в том, что Fractonimbus связаны с дождем. Хотя сами очень редко дают дождь, но прорезываются осадками, выпадающими из вышележащих Ns. Если по каким-то причинам дождь не идет из этих облаков, то их уже Fractonimbus назвать, строго говоря, нельзя, тогда говорят о Fractostratus.

Однако, при сильной турбулентности может происходить коагуляция капель под зоной фронта (потому что турбулентность увеличивает число столкновений), и в этом случае Fractonimbus могут давать морозящие осадки, которые добавляются к обложным осадкам, выпадающим из Ns.

Fractonimbus наблюдаются в виде отдельных разбросанных облаков, но могут образовывать и сплошные скопления. Они имеют мрачную свинцово-серую окраску (следствие того, что через Ns практически не проникает солнечной радиации), очень быстро меняют свою форму (следствие интенсивной турбулентности в подфронтальном клине холодного воздуха).

Средняя высота их образования 200-500 метров, но иногда нижняя граница может опускаться до 50 метров и ниже, в этом случае облака представляют серьезную опасность для авиации.

- Предфронтальный туман

Слой Fractonimbus отделён от слоя надфронтальных облаков, но по мере приближения к приземной линии фронта, они сливаются в единую общую массу. В отдельных случаях (как правило, в теплое полугодие) перед теплым фронтом возникает зона предфронтального тумана. Она в среднем имеет ширину несколько десятков км, но может достигать и 200 км — это зависит от влагосодержания холодной воздушной массы.

Причины возникновения те же, что и у Frnb., это как бы предельный случай, когда уровень конденсации опускается до уровня земли, и в этом случае возникают не облака, а туман. Дополнительную роль может еще играть и то, что возвращающийся воздух перед теплым фронтом может иметь более низкую температуру.

Предфронтальный туман может иметь достаточно большую густоту, и мощность его как с точки зрения ухудшения видимости, так и с точки зрения площади возрастает по мере приближения к окклюдированию циклона.

Чаще всего наблюдается при несильном ветре (не более 5 м/с). Как правило, прослеживается в течение нескольких часов до прохождения фронта, после прохождения фронта исчезает. При благоприятных условиях может перейти сразу в адвективный туман. Адвективный туман - характерная черта теплого сектора циклона, тогда туман не прекращается.

Обобщая то, что мы обсуждали в сегодняшней лекции, можно сказать, что средняя скорость перемещения теплого фронта около 30 км/ч, поэтому продолжительность прохождения теплого фронта через пункт наблюдения составляет примерно сутки, а время выпадения обложных осадков в среднем составляет 10 часов.

Мы обсуждали классическую схему облаков и осадков на теплом фронте, она наблюдается в среднем в 80% случаев, но более характерна для холодного полугодия над континентами. Такая система облаков наблюдается над европейской территорией России зимой и в переходные сезоны.

Отклонения от классической схемы теплого фронта

Теперь поговорим об отклонениях от классической схемы теплого фронта. Они встречаются не так часто, но можно выделить целых 7 явных типов отклонений. Наибольший процент отклонений от классической схемы приходится на лето, связано это с неустойчивостью теплой воздушной массы.

- Первый тип.

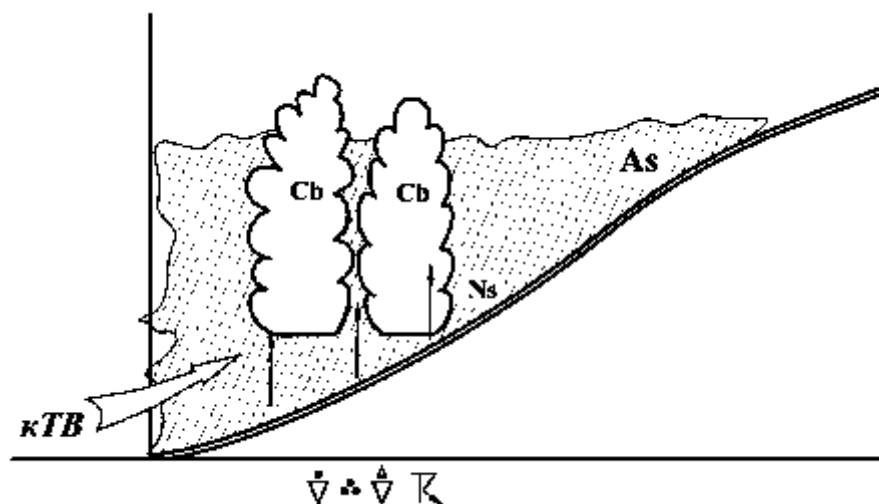


Рис. 5.3 Первый тип отклонения от классической схемы теплого фронта.

Внутренняя (затопленная) конвекция.

В зимнее время и в переходные сезоны (чаще всего) в тёплый сектор циклона приходит устойчиво стратифицированный воздух, а в летнее время в тёплом секторе

очень часто находится неустойчивая воздушная масса. Чаще это тропический континентальный воздух, но такая ситуация может быть и при вторжениях морского тропического воздуха.

Если теплая воздушная масса стратифицирована неустойчиво, то при динамическом восхождении по клину холодного воздуха эта неустойчивость еще больше возрастает, и в надфронтальной воздушной массе начинается развитие конвекции.

То есть, возникают конвективные облака (чаще всего они достигают стадии Cb), которые называются затопленными ячейками конвекции. Такое название они получили потому, что находятся внутри массива As и Ns, и наблюдателю с земли их не видно. Их можно обнаружить, например, с помощью радиолокаторов или по интенсивности осадков.

Это явление очень неприятно для авиации, так как эти облака не видны, а с ними могут быть связаны не только ливневые осадки, но и воздушные ямы и грозы.

Этот процесс (тип отклонения) называется внутренней (затопленной) конвекцией.

Интересно отметить, что 30 % фронтальных гроз в летнее время связаны именно с теплым фронтом. Грозы, ливневые осадки и конвекции теплого фронта практически не зависят от времени суток, потому что основная причина - не термическая (прогрев снизу), а динамическая (подъем воздуха, который на теплом фронте происходит как днем, так и ночью). Более того, на тёплом фронте в присутствии влагонасыщенного теплого воздуха неустойчивость усиливается в ночные часы за счет излучения того, что верхняя часть облачной системы интенсивно излучает радиацию — это приводит к тому, что кривая стратификации становятся более крутой.

Интересная ситуация наблюдается на Восточном побережье США: там в случае выхода морского тропического воздуха с Мексиканского залива в любое время года теплый фронт имеет именно такой характер.

С таким отклонением (неустойчивой теплой воздушной массой за теплым фронтом) могут быть связаны даже такие явления, как фронтальные торнадо. В Москве такой случай наблюдался 29 июня 1904 года - был целый ряд разрушений и человеческих жертв.

Система As и Ns летом имеет меньшее вертикальное развитие, перед фронтом часто облака не образует сплошного слоя, и может происходить модификация облаков, в частности, As переходят в Ac, а Ns в Sc. В дневные часы часто на теплом фронте могут дополнительно возникать кучевые облака за счет радиационного прогрева, то есть, помимо затопленных ячеек конвекции, вследствие дополнительного дневного развития конвекции, могут возникать облака кучевых форм.

Лекция 6. Холодный фронт.

- Второй тип.

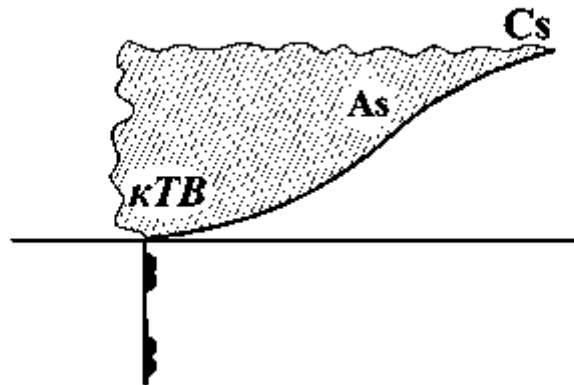


Рис. 6.1 Второй тип отклонения от классической схемы теплого фронта.
 Сухой фронт.

В этом случае наблюдается прохождения фронта практически без осадков – т.н. сухой фронт. Наблюдается при крайне низком влагосодержании теплой воздушной массы (на рис. 6.1 представлен летний случай, когда сухой воздушной массой является континентальный тропический воздух).

Уровень конденсации в такой воздушной массе может располагаться на высоте 45 км. В этом случае облачная система будет представлена только As и Cs, и осадков летом из них выпасть не будет.

Например, в США, при западной нормальной форме циркуляции, тихоокеанский тропический воздух, который переваливает Скалистые горы, иссушается и адиабатически нагревается. Помимо того, что он сухой, он еще и устойчиво стратифицированный, что мешает восходящему движению, поэтому часто в центральных районах США проходят именно сухие теплые фронты.

Аналогичная ситуация может быть и зимой, когда теплой воздушной массой является континентальный умеренный воздух, устойчиво стратифицированный и имеющий крайне низкое влагосодержание. В этом случае также будет очень слабое восходящее скольжение в результате устойчивой стратификации.

Фронтальная поверхность, как правило, прослеживается только в нижней тропосфере, а дальше фронт размывается. Плотность облаков невелика, вертикальная мощность облачной системы тоже очень незначительна, и осадки либо не выпадают вообще, либо имеют очень малую интенсивность и продолжительность.

- Третий тип.

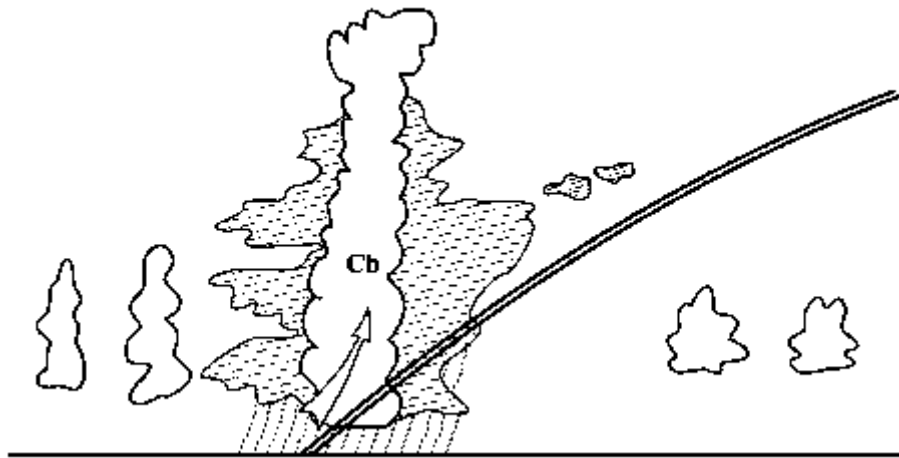


Рис. 6.2 Третий тип отклонения от классической схемы теплого фронта.

Характерен для циклонов в начальной стадии развития.

В этом случае в период зарождения циклона развивается преимущественно надфронтальная система облаков (As и Ns, Cs нет). Осадки идут весьма интенсивные. Поскольку в период зарождения циклона идет резкое падение давления, сильная конвергенция, то восходящие движения могут приобретать характер конвективных. Тогда образуются кучево-дождевые облака (затопленная конвекция). Помимо обложных могут наблюдаться ливневые осадки и грозы.

Еще одно отличие - небольшая ширина фронта (не более 500 км), также зона осадков располагается по обе стороны от фронта.

- Четвертый тип.

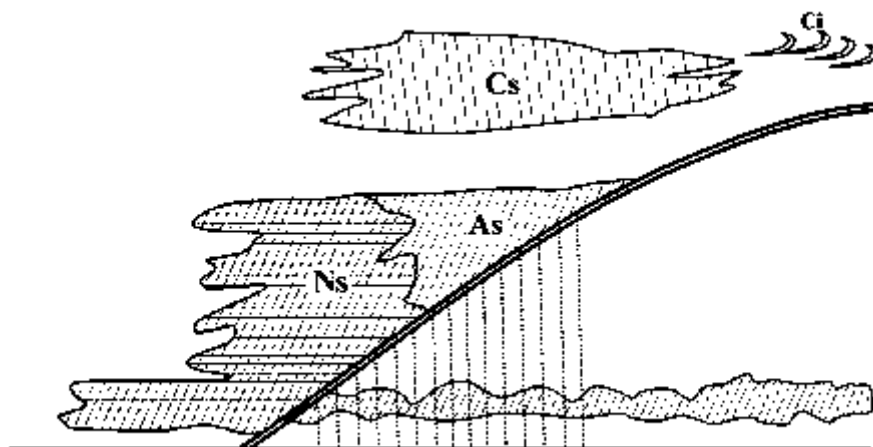


Рис. 6.3 Четвертый тип отклонения от классической схемы теплого фронта.
 Холодная воздушная масса перед фронтом имеет большое влагосодержание.

Чаще всего наблюдается в зимнее время и переходные сезоны. Происходит тогда, когда холодная воздушная масса перед фронтом имеет большое влагосодержание. В этом случае Fractonimbus формируют сплошной облачный слой, который вытягивается на сотни километров перед теплым фронтом.

То есть, формируется плотный облачный слой, который вблизи линии фронта сливается с надфронтальной облачностью. В данном случае никаких признаков приближения теплого фронта на небосводе наблюдать невозможно, продвижение облачной системы теплого фронта полностью маскируется. При этом из сплошной системы облаков могут идти слабые интенсивные осадки, что еще больше затрудняет их идентификацию.

- Пятый тип.

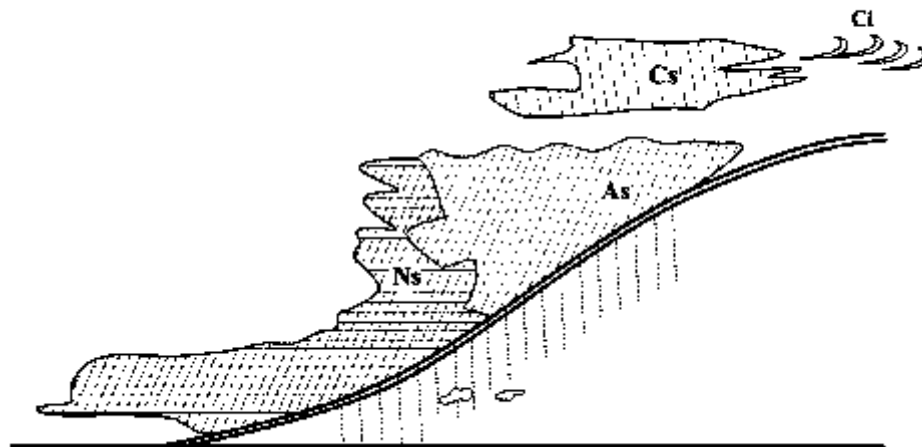


Рис. 6.4 Пятый тип отклонения от классической схемы теплого фронта.
 Очень пологий наклон теплого фронта.

Наблюдается в случае очень пологого наклона теплого фронта. В результате влияния силы трения в приземном слое фронтальная поверхность залегает практически горизонтально, у земли формируется приземная пленка холодного воздуха - зона волочения теплого фронта.

На этой квазигоризонтальной поверхности восходящие движения очень слабые, поэтому в этом случае зона осадков и облаков смещена значительно вперед относительно приземной линии фронта. В пленке холодного воздуха облака начинают быстро разрушаться, осадки прекращаются, и зона осадков может отрываться от линии фронта.

Более того, если воздух достаточно холодный, и зона волочения достаточно велика, то перед теплым фронтом может быть такое редкое для него явление, как полное прояснение. Если зона волочения достаточно велика, то происходит разрушение массива Ns, они практически отсутствуют.

- Шестой тип.

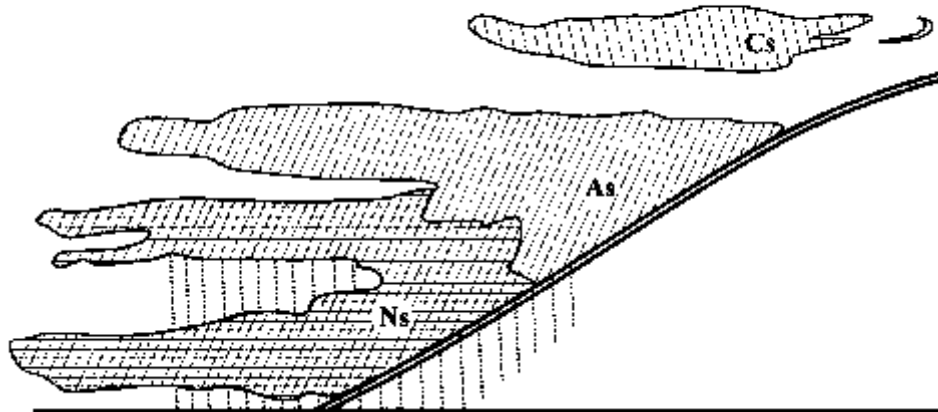


Рис. 6.5 Шестой тип отклонения от классической схемы теплого фронта.
 Теплый фронт в барической ложбине.

Характерен для теплого фронта, который пролегает в сильно выраженной v-образной барической ложбине. В такой ситуации фронт перемещается очень медленно, так как ветра в теплой и холодной воздушной массе дуют практически в противоположную сторону, нормальные составляющие к фронт очень невелики.

Так как ложбина резко выражена, значит, хорошо выражена конвергенция, а она создает дополнительное условие для подъема, поэтому в такой ложбине восходящее движение будут наблюдаться как перед фронтом, так и за фронтом, и система As и Ns располагается как перед фронтом, так и за фронтом, то есть, становится зафронтальной. При этом, зимой эта зафронтальная система переходит в слоисто-кучевые облака теплого сектора, а летом она переходит в кучевые облака теплого сектора.

Отметим, что более плотная, непрерывная система с интенсивными осадками при этом типе располагается перед фронтом, а за фронтом система начинает расслаиваться вследствие устойчивой стратификации.

- Седьмой тип.

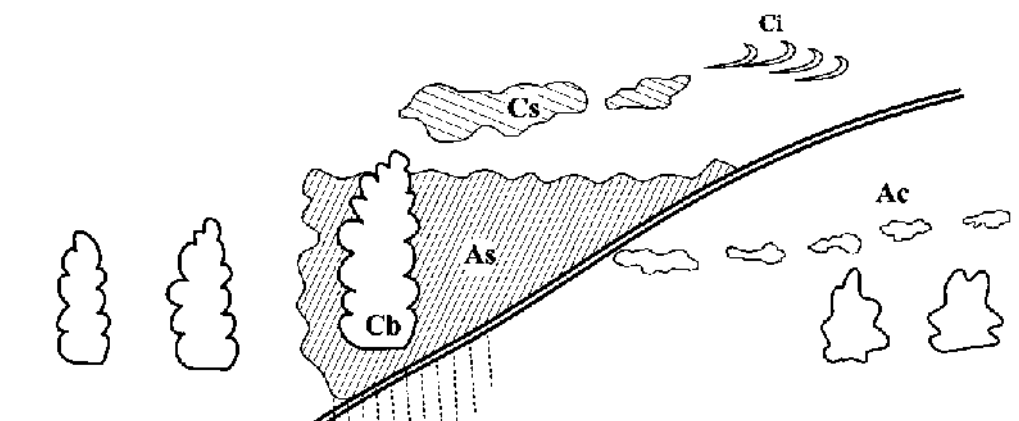


Рис. 6.6 Седьмой тип отклонения от классической схемы теплого фронта.
Размывающийся теплый фронт.

Облачная система, характерная для старых, размывающихся теплых фронтов. В таких фронтах формируется очень неоднородное поле вертикальных движений, существуют зоны восходящих потоков, где облака образуются, но при этом начинают формироваться зоны нисходящих движений, и это создает безоблачные прослойки. По вертикали возникает очень сильное расслоение, постепенно облачные элементы исчезают, на их фоне могут возникать уже облака конвективного типа.

В первую очередь размываются самые нижние облака, по мере дальнейшего размывания происходит переход из слоистообразных в кучевообразные формы, то есть, Cs переходят в Cc, As переходит в Ac, Ns переходят в Sc.

Последней остается система Cirrus - достаточно долгое время, даже когда фронт практически никак не выражен, они могут прослеживаться на спутниковых снимках.

Переходим к холодному фронту.

Холодный фронт.

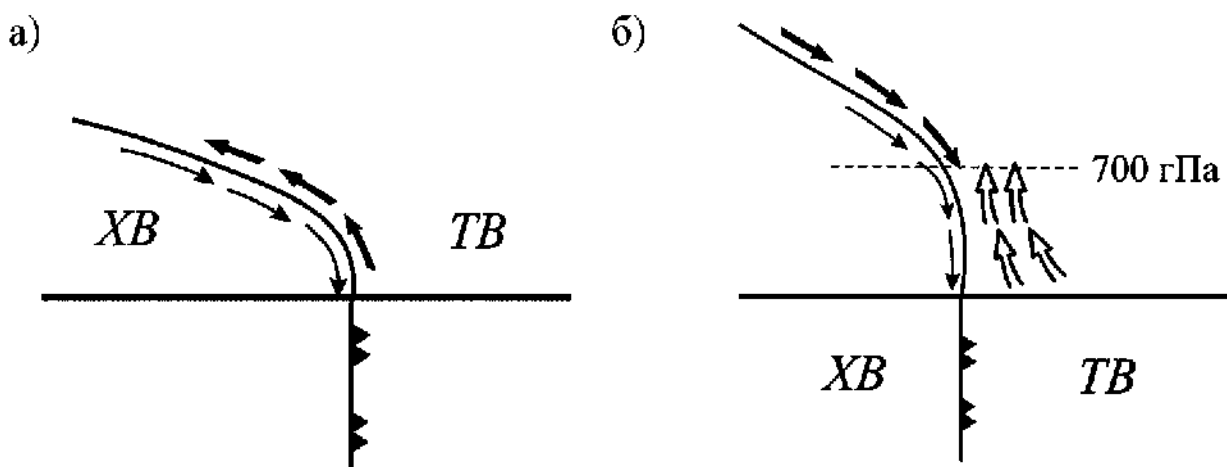


Рис. 6.7 Холодный фронт

Холодный атмосферный фронт — это граница раздела между теплым и холодным воздухом, которая перемещается в сторону теплой воздушной массы, при этом холодный воздух захватывает территории, где ранее находилась теплая воздушная масса.

Главный фронт принимает характер холодного в тыловой части циклона. Холодный фронт четко разделяется на два рода по характеру скольжения на фронтальной поверхности.

Холодный фронт первого рода (рис. 6.7 а) — это медленно движущийся, или замедляющийся холодный фронт, является пассивной поверхностью восходящего скольжения. Теплый воздух совершает восходящее скольжение по клину холодного, в этом случае клин холодного воздуха как бы подползает под теплый.

Это анафронт, к холодным фронтам первого рода относятся фронты, расположенные на периферии циклона, или фронты в гребнях высокого давления. Также холодный фронт первого рода может быть в самом центре циклона, где фронт меняет знак. Об этом мы поговорим чуть позже.

Холодный фронт второго рода (рис. 6.7 б) — это быстро движущийся, или ускоряющийся холодный фронт.

Это катафронт. К холодным фронтам второго рода относятся фронты во внутренних частях циклонов. В этом случае в нижних слоях (примерно до 700 гПа) фронтальная поверхность является пассивной поверхностью восходящего скольжения, то есть, по ней поднимается теплый воздух, а в средней и верхней тропосфере она является активной поверхностью нисходящего скольжения.

Распределение метеоэлементов в окрестности холодного фронта

Теперь немного поговорим о распределении основных метеоэлементов и об их изменениях, связанных с прохождением холодного фронта.

Перед холодным фронтом давление меняется мало, как правило, падает. При прохождении холодного фронта давление начинает резко расти. Но, если барическая ситуация не сильно меняется, рост давления, обусловленный приходом холодной воздушной массы, достаточно быстро заканчивается.

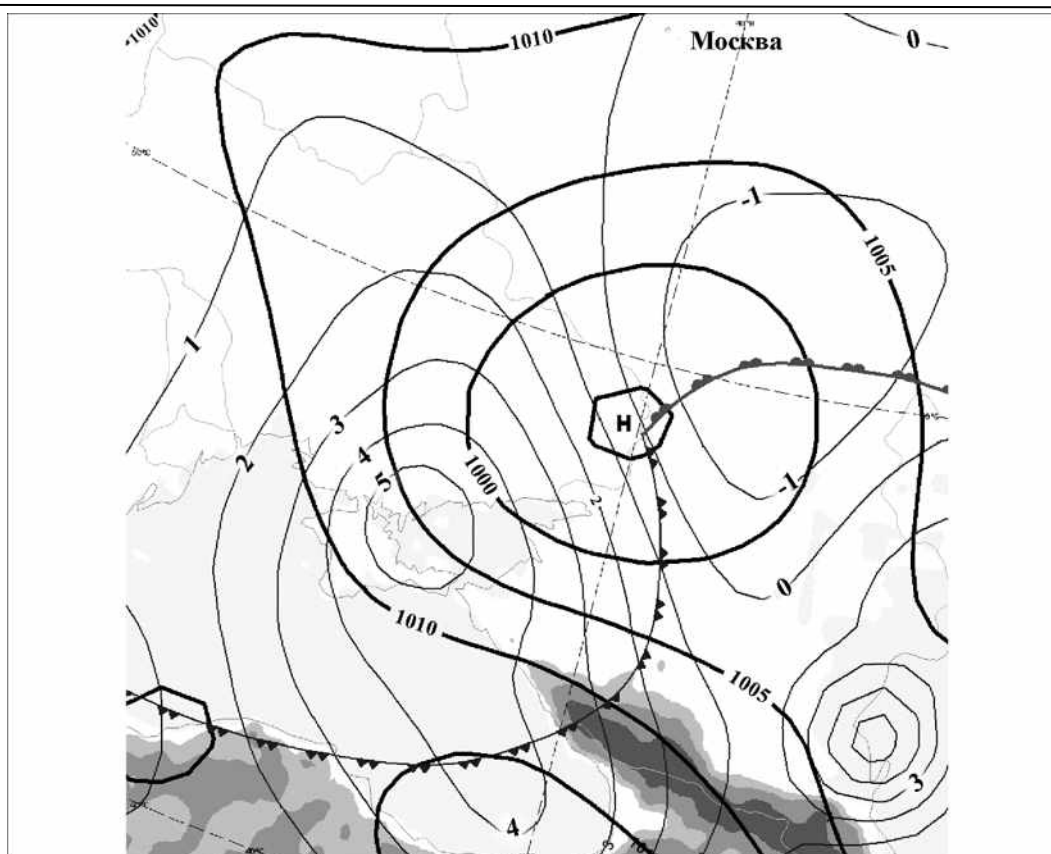


Рис. 6.8 Область роста давления за холодным фронтом

За холодным фронтом располагается явно выраженная область роста давления (рис. 6.8), максимальные изаллобарические градиенты располагаются сразу за фронтом — это хороший признак при выделении фронта на приземной карте.

В горизонтальной плоскости ветер вращается вправо, иногда поворот ветра выражен очень резко. За холодным фронтом возрастает порывистость — это следствие того, что воздушная масса за холодным фронтом почти всегда стратифицирована неустойчиво.

Температура воздуха при прохождении холодного фронта падает, скачок в среднем даже больше, чем на тёплом фронте. Иногда скорость падения достигает 10 и более градусов в час.

Удельная влажность за фронтом понижается одновременно с температурой, видимость за холодным фронтом, как правило, улучшается в силу двух причин: во-первых, холодная воздушная масса имеет меньшее влагосодержание, во-вторых, неустойчивая стратификация выносит примеси вверх. Если теплая воздушная масса была тропической, то наблюдается еще и увеличение прозрачности.

Облачность холодного фронта намного более разнообразна, чем облачность теплового фронта: от мощной системы As, Ns до шквального ворот Cb с резким прояснением за ним.

Обсудим пространственное распределение метеозлементов в окрестности холодного фронта.

Барическое поле: схоже с теплым фронтом. Фронт у поверхности земли пролегает в ложбине на уровне 850 гПа. На уровне 700 гПа - либо в ложбине (если она резко выражена и температурный контрасты маленькие), либо впереди ложбины (если ложбина выражена не сильно, а температурные контрасты большие). Выше 700 гПа холодный фронт лежит в передней части ложбины, а ложбина смещается в зону холода.

Поле ветра: ветер поворачивает вправо, и если фронт выходит из ложбины, то на фронте наблюдается усиление ветра, а главный поворот ветра - за фронтом. В вертикальной плоскости ветер поворачивает влево из-за адвекции холода. При пересечении фронтальной поверхности, так же, как и на теплом фронте, может наблюдаться петлеобразное изменение из-за увеличения турбулентности.

Поле температуры: в горизонтальном направлении наблюдается скачок температуры от 5°C до 10°C , но (в основном, зимой) максимальный скачок температуры происходит не непосредственно при прохождении фронта, а на границе фронтальных облаков, то есть, возникает мнимый фронт за холодным фронтом, выраженный только в поле температуры. В случае холодного фронта первого рода этот мнимый фронт может располагаться на расстоянии нескольких сотен километров за реально существующим.

На карте OT_{1000}^{500} холодный фронт, перенесенный с приемной карты, располагается в передней части ложбины, при этом максимальное сгущение изогипс - непосредственно за фронтом. На аэрологической диаграмме холодный фронт выражается в виде инверсии, или уменьшенных градиентов температуры. Взаимное расположение депеграммы и кривой стратификации зависит от рода фронта: если холодный фронт первого рода, то дефициты близки к нулю, и две кривые сближаются; если холодный фронт второго рода, с нисходящими движениями, то в зоне фронтальной поверхности дефициты резко увеличиваются, и две кривые друг от друга удаляются.

Поле облаков и осадков: между холодным фронтом первого и второго рода существуют резкие различия, будем рассматривать их по отдельности.

- Холодный фронт 1 рода.

В случае холодного фронта 1 рода теплый воздух совершает восходящее движение по клину холодного, формируется анафронт.

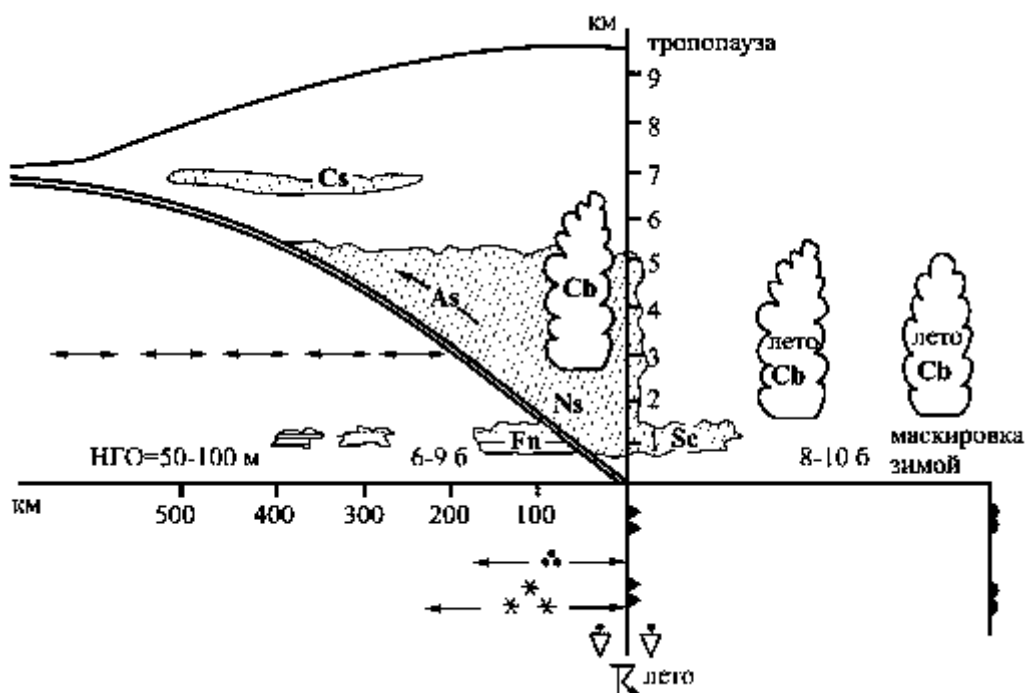


Рис. 6.9 Холодный фронт первого рода

Облачная система холодного фронта первого рода является зеркальным отражением облачной системы теплого фронта: начинается она с Ns, которые по мере удаления от приземной линии фронта переходят в As. Далее, отделенная некоторым слоем, располагается система Cs. На холодном фронте первого рода система облаков и осадков является зафронтальной, то есть, располагается за приземной линией фронта.

Безусловно, существуют отличия от системы теплого фронта: приземное трение обуславливает более медленное передвижение приземной части фронта относительно более удаленных частей, в результате возникает более крутой угол наклона фронтальной поверхности в приземном слое. Это приводит к интенсивному подъему теплого воздуха и формированию конвективных облаков. Передняя часть облачной системы принимает вид гигантского вала Cb, этот вал растянут на сотни километров вдоль линии фронта, из него выпадают ливневые осадки, которые в летнее время сопровождаются грозами и градом.

Такая схема для холодного фронта первого рода более характерна летом. Зимой холодный фронт первого рода может проходить вообще без вала Cb. Когда теплый воздух устойчиво стратифицирован, вся облачная система действительно может являться зеркальным отражением системы теплого фронта.

Выше приземного слоя угол наклона становится меньше, резкое восхождение прекращается, Cb исчезают, и заменяются системой слоистообразных облаков. Вся облачная система дальше представлена Ns, As, Cs, и по тем же причинам, что и в случае теплого фронта, в холодной воздушной массе развивается слой Fraktonimbus. Ливневые

осадки при удалении от фронта сменяются обложными, но, так как на холодном фронте угол наклона более крутой, ширина зоны облаков (500-600 км) и осадков (150 км, в зимнее время расширяется до 300 км) почти в два раза меньше, чем на теплом фронте.

Зимой надвижение массива облачности *Ns*, *As* бывает замаскировано сплошным покровом *Sc*, господствующими в тёплом секторе, которые переходят сразу в слой *Fractonimbus*. Таким образом, процесс смены облаков может быть практически полностью скрыт от наземного наблюдателя массивом облачности нижнего яруса.

Если холодная воздушная масса достаточно неустойчиво стратифицирована, то по мере истончения облачной системы и увеличение радиационного прогрева, на расстоянии примерно 500-600 км за холодным фронтом появляются облака конвекции, которые могут достигать разной стадии развития в зависимости от влагосодержания воздушной массы и ее стратификации. В летнее время, если это воздух морского происхождения, эти облака достигают стадии *Cb*, и появляются ливневые осадки внутримассового характера. В отличие от фронтальных осадков, которые представлены в виде вала или гряды, внутримассовые осадки имеют ячейкообразную структуру, то есть, распределены хаотически. В основном такой сценарий реализуется в умеренной воздушной массе, в арктической, как правило, наступает прояснение.

Как и на теплом фронте, на холодном фронте первого рода в зимнее время часто отмечаются метели.

Как говорилось ранее, холодный фронт первого рода - это типичное образование для периферии циклона и гребня высокого давления, но также он может возникать на начальных стадиях развития циклона и вблизи центра циклона, в этих случаях также очень невелики перпендикулярные фронту составляющие скорости, кроме того, в восходящие движения охватывают всю область центра циклона, поэтому восходящие движения могут наблюдаться как перед фронтом, так и за фронтом.

Также центр циклона смещается вдоль линии главного фронта, и может происходить смена знака фронта. В этом случае система облаков теплого фронта в силу циклонической циркуляции окажется за холодным фронтом, дальше, по мере удаления центра циклона, этот массив облачности станет типичной системой холодного фронта второго рода. Вообще, во внутренней части циклона, где увеличиваются скорости ветра, холодный фронт становится быстро перемещающимся - холодным фронтом второго рода.

Можно также отметить, что холодный фронт первого рода более характерен для холодного полугодия над материками.

- Холодный фронт 2 рода.

Холодные фронты второго рода — это быстродвижущиеся фронты, локализованные в центральных частях циклона.

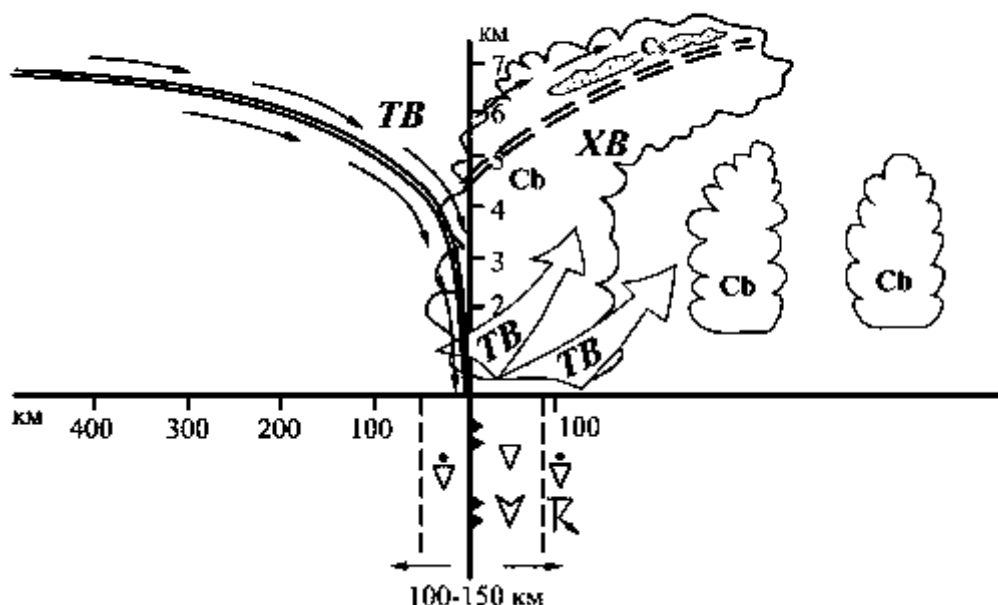


Рис. 6.10 Холодный фронт второго рода

Над большей частью фронтальной поверхности наблюдаются нисходящие движения теплого воздуха, до высоты примерно 2-3 км. В холодной воздушной массе нисходящие движения достигают земной поверхности — это катафронт. При этом нормальная к линии фронта скорость ветра с высотой возрастает.

Таким образом, в приземном слое, где существенна роль силы трения, возникает максимальный наклон фронтальной поверхности, и, в силу нисходящих движений, происходит обрушение холодного воздуха в голове холодного фронта. Перемещение фронтальной поверхности похоже на перемещение гусеницы трактора.

Это приводит к интенсивному вытеснению теплого воздуха вверх, непосредственно перед фронтом. Бурный подъем теплого воздуха приводит к формированию интенсивной конвекции, еще больше усиливается неустойчивость стратификации теплой воздушной массы.

Над континентами это происходит летом, а над океанами и летом и зимой. Динамическое вытеснение усиливается термической неустойчивостью.

Возникающая облачная система имеет небольшую ширину (100-150 км), и представляет из себя вал Сб. Небольшая ширина обуславливается тем, что мощное восхождение теплого воздуха имеет место только перед фронтом, дальше нисходящие движения, развивающиеся над большей частью фронтальной поверхности, препятствуют развитию облачной системы. В результате, облачная система достаточно резко обрывается на небольшом удалении от фронта.

Осадки, выпадающие из Сб, имеют ливневой характер. Они могут наблюдаться как перед фронтом, так и на небольшом удалении за фронтом. Над континентами летом, а над океанами в любое время года сопровождаются грозовой деятельностью.

Также типичное явление для летнего времени над континентами - выпадения града и формирование шквалов холодного фронта.

После прохождения вала облаков на холодном фронте второго рода, как правило, сразу наступает резкое прояснение.

Лекция 7. Фронт окклюзии.

Основные облачные элементы холодного фронта второго рода имеют ряд особенностей.

Во-первых, на высоте 1-3 км в теплом секторе поднимающийся теплый воздух может встречать задерживающий слой, характерный для теплой воздушной массы. При этом, чем дальше от приземной линии фронта, тем выталкивание теплого воздуха слабее, поэтому на некотором расстоянии от фронта поднимающийся теплый воздух задерживается слоем инверсии, и облачная система может вытягиваться вперед, в направлении теплого сектора, в виде *Stratocumulus opacus* (слоисто-кучевые плотные) или *Altostratus opacus* (высококучевые плотные).

В непосредственной близости перед фронтом вытеснение теплого воздуха настолько велико, что задерживающий слой прорывается и формируется вал Сб, о котором говорилось ранее.

На высоте 4-5 км восходящий поток, вытесняемый холодным воздухом, встречается с нисходящим потоком на поверхности фронта, в месте их встречи образуется еще один верхний вторичный раздел.

Если этот вторичный раздел имеет некоторый угол наклона, то опускающийся воздух начинает восходить по нему, в этом случае здесь образуется пелена Сс.

Если этот вторичный раздел квазигоризонтальный, то восходящего скольжения не происходит, и пелены Сс не возникает. Тогда Сб под этим верхним вторичным разделом вытягиваются в направлении теплого сектора, и передний край может разделяться на отдельные гряды, которые представляют собой высококучевые чечевицеобразные облака (*Altostratus lenticularis*).

Высота облачной системы достигает границы ледяных ядер в непосредственной близости от приземной линии фронта, то есть, формирование осадков возможно только в небольшой окрестности линии холодного фронта.

Облачный вал частично заходит за линию фронта, но за фронтом достаточно быстро заканчивается. Сначала он принимает характер Сс или Ас, затем наблюдается резкая граница облачного вала. Такая граница, как правило, располагается на расстоянии несколько десятков километров за приземной линией фронта.

Осадки имеют характер бурных ливневых осадков, при этом ширина полосы осадков может быть весьма различна, в среднем, 100-150 км. Ширина этой полосы зависит от местных условий, в первую очередь орографических. Достаточно хорошо выражен суточный ход, также на интенсивность осадков и на ширину полосы осадкообразования влияет мощность задерживающих слоев.

В связи с тем, что иногда осадки выпадают только в непосредственной близости к фронту, и полоса очень узкая, в срок наблюдений эта полоса осадков может оказаться между метеорологическими станциями. В этом случае можно не заметить холодный

фронт по данным наземной сети станций, поэтому обязательно дополнительное использование спутниковых данных.

Также холодный фронт может вообще не сопровождаться осадками. В первую очередь, на это влияет очень большая изменчивость интенсивности осадков в суточном ходе, также бывает случаи сухих фронтов, которые мы обсудим далее.

Помимо всего вышеперечисленного, на холодном фронте второго рода может происходить процесс, сходный с теплым фронтом, когда в зоне выпадения осадков формируется вторичный уровень конденсации, и под Cb могут образовываться Cu fr., или St fr. – т.н. облака плохой погоды.

За полосой осадков холодного фронта второго рода наступает резкое прояснение, основная причина этого, помимо нисходящих движений над фронтальной поверхностью, - нисходящее движение в т.н. голове холодного фронта, где происходит интенсивное адиабатическое нагревание, способствующее рассеиванию облачности и прекращению осадков. Это нагревание также является причиной маскировки холодного фронта, потому что после прохождения холодного фронта наблюдаются изменения поля ветра, поля давления, облаков и осадков, но скачок температуры будет сдвинут в направлении холодной воздушной массы.

Над континентами холодные фронты второго рода более интенсивны и лучше проявляются в теплое полугодие. В этом случае облачная система распространяется на всю тропосферу. Зимой очень часто облачная система бывает урезана сверху, и в устойчивом холодном воздухе вертикальная мощность не превышает 2-3 км, поэтому переваливания холодного фронта через хребет в зимнее время - крайне редкое явление, как правило, наблюдается обтекание горных препятствий.

Также для холодного фронта характерны шквалы и грозы.

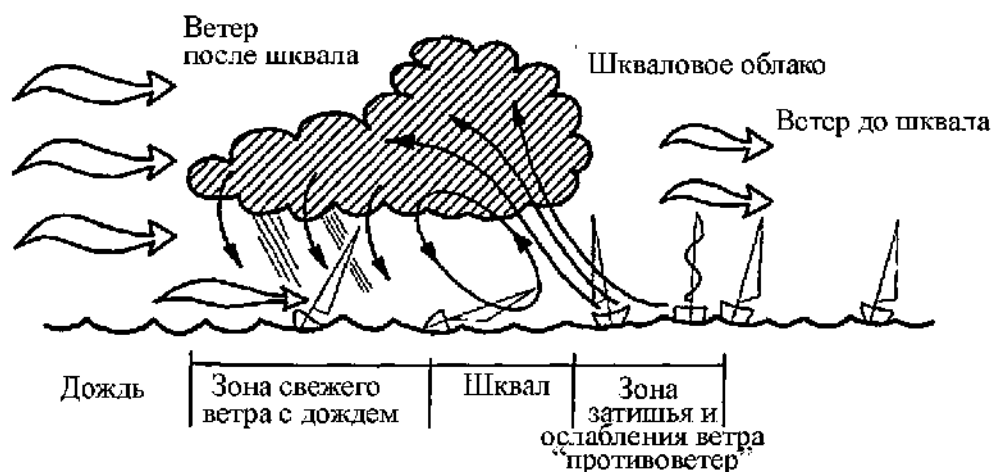


Рис. 7.1 Шквал

Шквал - резкое усиление ветра до штормовых скоростей (20-30 м/с), причем это усиление происходит за несколько минут.

Предфронтальные шквалы могут наблюдаться на холодном фронте обеих родов. Как обсуждалось ранее, если теплая воздушная масса перед холодным фронтом первого рода имеет большое влагосодержание и относительно неустойчива, то на холодном фронте первого рода может образовываться вал Сb, и образование может сопровождаться формированием шквалов.

Формирование шквала (рис. 7.1): обрушение холодного воздуха за фронтом приводит к формированию весьма интенсивного вихря с горизонтальной осью, вызывающего резкое ускорение ветра, причем направлении этого ветра может быть любым.

Максимально интенсивные шквалы отмечаются летом, когда конвекция наиболее интенсивно усиливается за счет термического фактора. Также причиной является неустойчивая стратификация теплого воздуха и холодного воздуха, идущего за холодным фронтом.

Также усилению и формированию шквалов способствуют большие градиенты температуры – достаточно вспомнить, что все ураганы, посещавшие Москву за последние годы, были связаны с холодными вторжениями, когда сливались две фронтальные зоны (либо тропический воздух сменялся арктическим, практически при отсутствии умеренной воздушной массы, либо когда континентальный умеренный воздух имел очень высокие температуры в приземном слое, близкие к тропическому).

Еще одна особенность холодных фронтов (в большей степени второго рода) — это наличие значительного суточного хода. Все процессы на холодном фронте над континентами обостряются в дневное время, то есть, в часы, благоприятные для развития термической конвекции. Холодный фронт ночью и утром может вообще не сопровождаться осадками, тем более ливневыми, и быть практически не выражен в облачности. В ночное время вал Сb может практически исчезать, или распадаться на отдельные ячейки.

Взрыв конвекции (усиление фронта) летом над континентами может происходить за период от 30 минут.

Отклонения от классической схемы холодного фронта

В отличие от теплого фронта, холодный фронт более разнообразен, и не отличается устойчивостью, особенно это касается ширины полосы осадков – разброс может быть от 50 до 600 км. Тем не менее, для холодного фронта тоже можно выделить целый ряд отклонений от классической схемы.

- Если предфронтальный теплый воздух имеет большое влагосодержание, то происходит существенное расширение полосы облаков и осадков. Она может расширяться до 200 километров, причем расширяется в сторону теплого сектора.

Как правило, такой процесс наблюдается в углубляющихся барических ложбинах, где к процессу взаимодействия воздушных масс на фронте добавляется еще и сходимости потоков, обусловленная зоной низкого давления. В итоге, восходящие

движения формируются во всей зоне барической ложбины, и процесс облако- и осадкообразования занимает более обширную площадь.

В этом случае положение фронта можно выделить по характеру осадков. Как правило, расширение полосы осадков происходит за счет обложных осадков, а наиболее интенсивные ливневые осадки и кучево-дождевые облака расположены вблизи линии фронта, то есть, полоса может быть широкая, но интенсификация наблюдается именно около фронта.

- Если предфронтальные воздушные массы имеют большое влагосодержание, может формироваться маскирующий слой облаков нижнего яруса St fr. и Cu fr. под системой Cb.

Эти облака плохой погоды могут полностью маскировать от наземного наблюдателя надвижение холодного фронта. Летом холодный фронт хорошо идентифицируется, а зимой его приближении по облакам выявить очень сложно.

- Сухой холодный фронт. Его формирование связано с низкими температурами и малым влагосодержанием континентального умеренного воздуха. Если перед фронтом находится континентальный умеренный воздух, а за фронтом наступает арктический воздух, который тоже не обладает высоким влагосодержанием, то в этом случае образуется урезанная система облаков и осадков не выпадает.

Для участка холодного фронта на арктическом фронте зимой это очень частая ситуация. Вообще, на арктическом фронте зимой сильные снегопады — это большая редкость, если они и бывают, то, как правило, на тёплом участке фронта.

- Вступая на материк, или переваливая через горы, холодный фронт и холодная воздушная масса может встретить на своем пути приземную пленку более холодного воздуха, сформировавшуюся за счет выхолаживания.

В этом случае также наблюдается маскировка, когда прохождение холодного фронта в поле температуры сопровождается потеплением, а не похолоданием. Конечно, это происходит только у поверхности земли, в свободной атмосфере ничего подобного не будет. Поэтому при фронтальном анализе нельзя ограничиваться только анализом приземной карты.

Вторичный фронт.

Теплый вторичный фронт встречается крайне редко, вторичные холодные фронты встречаются более часто. Процессы облако- и осадкообразования на них сходны с холодным фронтом второго рода. Формируются они в тылу циклона, как правило, параллельно основному холодному фронту. Их формированию способствуют явные или замаскированные ложбины, дополнительно создающие условия для конвергенции, а также наличие явно выраженной постоянной адвекции.

Наличие замаскированных ложбин усиливает в определенных районах скачок температуры. Когда возникают дополнительные условия для сходимости потоков, то

возникают зоны, где градиент увеличивается. Тогда в таких зонах развиваются облака и осадки, и формируется вторичный фронт.

Нужно отметить, что несмотря на то, что облака и осадки сходны с холодным фронтом второго рода, вертикальная мощность облачной системы и интенсивность осадков, как правило, меньше, чем на основном фронте. На вторичных фронтах облака преимущественно кучево-дождевые, осадки ливневые.

Иногда можно перепутать кучево-дождевые облака и ливневые осадки, связанные с вторичным фронтом, с внутримассовыми облаками и осадками, которые характерны для холодной неустойчивой воздушной массы в тылу циклона. Но, во-первых, вторичный фронт характеризуется скачком температуры, а во-вторых, вдоль вторичного фронта есть вал Сб, а кучево-дождевые облака в тылу циклона имеют структуру конвективных ячеек, и распределены хаотично.

С прохождением вторичного фронта зимой часто связаны метели, а в летнее время, так же, как и с холодным фронтом второго рода, грозы, град и шквалы. Причем, если в циклоне есть несколько ложбин, то может образоваться несколько вторичных фронтов.

Вообще, для прохождения холодного фронта (как основного, так и вторичного) второго рода характерен зарядовый характер осадков - ливневые осадки непродолжительны, после них может наблюдаться практически полное прояснение, но таких полос осадков может быть несколько.

С прохождением вторичных фронтов в переходные сезоны (особенно весной) бывают часто связаны снеговые осадки на фоне положительных температур (для этого даже есть специальный термин - снежные заряды, в английском и французском языках употребляется "апрельская погода").

В целом, как для основного фронта, так и вторичного, адвекция холода начинается перед холодным фронтом, но максимальная адвекция наблюдается за холодным фронтом, соответственно, максимальное падение температуры также локализовано за холодным фронтом. Зона максимальных градиентов всегда в холодном воздухе, фронты идут по краю зоны максимальных градиентов.

Переходим к следующему типу фронта.
Фронт окклюзии.

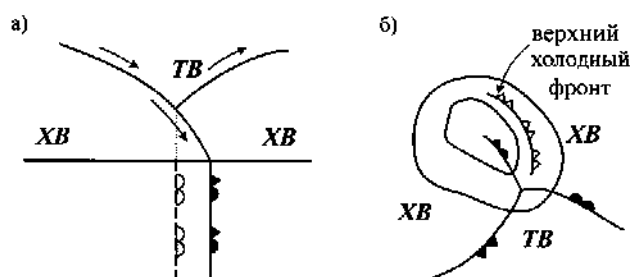


Рис. 7.2 Фронт окклюзии
 68

Окклюзия — это процесс перехода фронтального циклона из стадии молодого циклона с теплым сектором в приземном слое в стадию окклюдированного циклона, когда теплый сектор у земли исчезает.

С фронтальной точки зрения процесс окклюзии заключается в смыкании в центральной части циклона участков теплого и холодного фронтов. При этом теплая воздушная масса вытесняется в среднюю и верхнюю тропосферу, теплый сектор у земли исчезает.

В процессе окклюзии возникает сложный, или сомкнутый фронт окклюзии, на котором взаимодействует уже не две, а три воздушных массы: две холодных и одна теплая, которая не соприкасается с земной поверхностью. На фронте окклюзии одна фронтальная поверхность начинается от уровня земли, и две фронтальных поверхности расположены в средней и верхней тропосфере.

Основная причина процесса окклюдирования - в силу нисходящих движений в голове холодного фронта, холодный фронт перемещается быстрее, чем теплый, и в центральной части циклона происходит смыкание. Там, где происходит смыкание, формируется поверхность окклюзии. Линия ее пересечения с землей называется фронтом окклюзии, а там, где фронтальная поверхность разделяет холодный и теплый воздух, формируется верхний фронт.

Расстояние между фронтом окклюзии и верхним фронтом составляет от 50 до 150 км. На синоптической карте верхний фронт очень часто вообще не рисуется, но при работе с картами меньших масштабов, когда важен прогноз осадков с точностью до минут (например, при прогнозе взлета/посадки) его необходимо учитывать.

Исключение составляет случай, когда фронт окклюзии переваливает через горы. В этом случае фронт окклюзии, или верхний фронт может задерживаться горами, а второй фронт перемещаться дальше. Тогда расстояние между верхним фронтом и фронтом окклюзии может составлять сотни километров.

Для ЕТР фронт окклюзии более частое явление, чем простые фронты, потому что в рамках развития циклонической серии по крайней мере два ее первых члена доходят до ЕТР в окклюдированном состоянии.

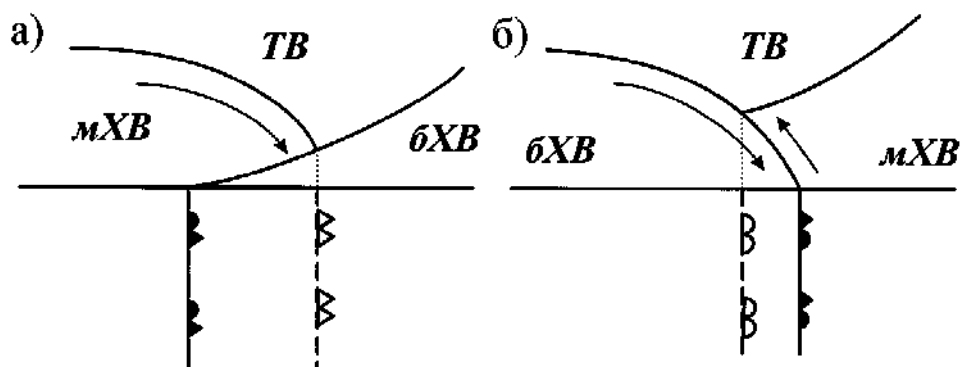


Рис. 7.3 Типы фронтов окклюзии

Типы фронтов окклюзии

- Окклюзия по типу теплого фронта (рис. 7.3 а) – ТФО.

Развивается, если воздух в тылу циклона имеет более высокую температуру, чем воздух в передней части циклона. Называется так, потому что при прохождении фронта окклюзии через точку наблюдения температура повышается.

Менее холодный воздух, как более легкий, поднимается и располагается сверху более холодного. В этом случае поверхность холодного фронта отрывается от земли, происходит напользание, холодный фронт перемещается уже не относительно поверхности земли, а по фронтальной поверхности бывшего теплого фронта. Происходит замена теплого воздуха на холодный, и это соответствует холодному верхнему фронту.

Такая ситуация для ЕТР характерна для зимних условий - при преобладающем западном переносе воздух, идущий в тылу циклона, имеет морское происхождение, а Атлантика в зимнее время имеет более высокую температуру, чем Евразия.

Но, например, в Приморье, окклюзия по типу теплого фронта преобладает летом, потому что в летнее время при том же западном переносе континентальной воздух в тыловой части циклона будет теплее, а в передней части циклона будет располагаться более холодный тихоокеанский воздух.

- Окклюзия по типу холодного фронта (рис. 7.3 б) – ХФО.

Развивается, если воздух в тылу циклона имеет более низкую температуру, чем воздух в передней части циклона. Называется так, потому что при прохождении фронта окклюзии через точку наблюдения температура понижается.

Более холодная воздушная масса распространяется вдоль земли, вытесняя менее холодную воздушную массу. Поверхность теплого фронта в этом случае отрывается от поверхности земли, и поверхность бывшего холодного фронта доходит до земли, образуя фронт окклюзии. Там, где теплый воздух сменяет холодный, формируется верхней теплый фронт.

- Нейтральная окклюзия.

Нужно сказать, что окклюдирование в циклоне будет происходить и в том случае, если нет сильных различий между температурами в передней и тыловой части циклона. Все равно в определённый момент сформируется фронт окклюзии, но мы не сможем выделить более холодную и менее холодную воздушную массу.

В этом случае говорят о нейтральной окклюзии. Такой фронт окклюзии достаточно быстро размоется. Интенсивность процессов облако- и осадкообразования будет незначительной.

Распределение метеозлементов в окрестности фронта окклюзии

Поле температуры: по температурным эффектам фронт окклюзии аналогичен теплому и холодному фронту, но скачок температуры, как правило, меньше и не превышает 5°C .

С течением времени температура по обе стороны от фронта окклюзии выравнивается из-за турбулентного теплообмена и охлаждения воздуха выпадающими осадками. Также свою роль в выравнивание температуры играют адиабатические процессы - опускающийся холодный воздух нагревается, а поднимающийся теплый воздух охлаждается.

На термобарических картах перед фронтом окклюзии выделяется предфронтальная зона адвекции тепла и зафронтальная зона адвекции холода.

На термических картах фронту окклюзии соответствует гребень тепла, при этом в случае окклюзии по типу теплого фронта гребень тепла смещен вперед, а в случае окклюзии по типу холодного фронта гребень тепла смещен в тыл.

Поле ветра: на фронте происходит резкое изменение направления ветра практически на противоположное.

Барическое поле: фронт окклюзии чаще всего располагается в явно выраженной v-образной барической ложбине.

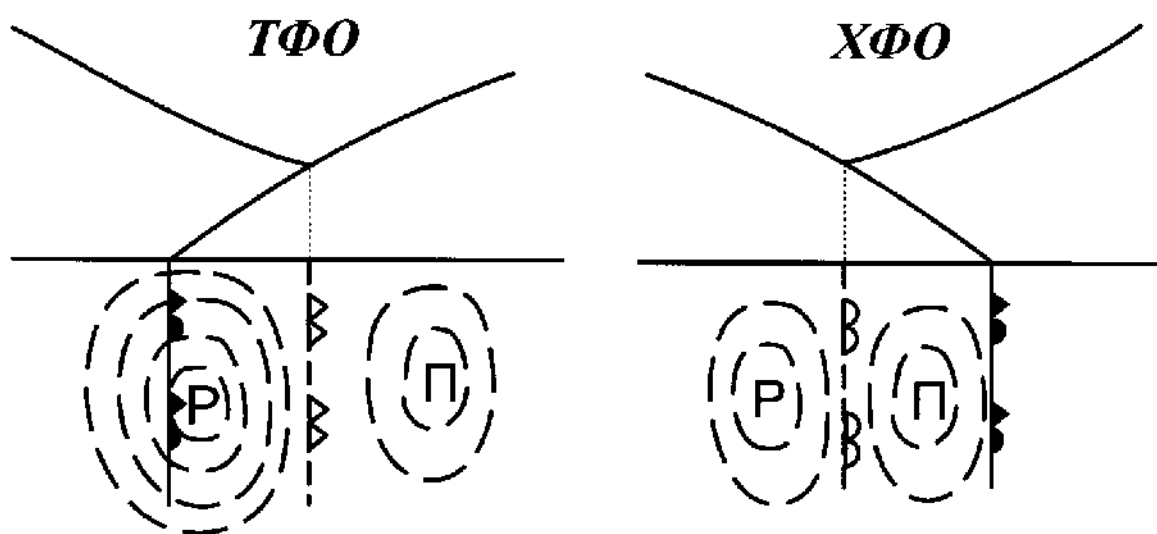


Рис. 7.4 Смещение областей падения и роста давления

В начальный момент перед фронтом окклюзии расположена область падения давления, а за фронтом - область роста, но по мере развития окклюзии происходит смещение этих областей.

В случае ТФО (рис. 7.4 левая часть) область падения давления выражена слабее, чем область роста, и рост давления начинается там, где холодный воздух замещает теплый, то есть, сразу за верхним фронтом. Область падения слабая и расположена перед

верхним холодным фронтом, а область роста начинается впереди приземного фронта окклюзии. Фронт окклюзии легко может пересекать область роста давления. Как правило, область падения в данном случае располагаются на периферии циклона.

В случае ХФО (рис. 7.4 правая часть) падение происходит перед верхним теплым фронтом, находящимся в тылу циклона, то есть, падение локализовано за фронтом окклюзии. Область роста в данном случае уходит на в тыл циклона.

Поле облаков и осадков: фронт окклюзии отличается весьма большим разнообразием облаков и осадков.

Облачная система фронта окклюзии формируется в результате смыкания систем теплого и холодного фронтов. Как конкретно эта система будет развиваться, зависит от типа окклюзии и рода холодного фронта.

- 1 случай. Окклюзия по типу теплого фронта, когда встречаются теплый фронт и холодный фронт первого рода.

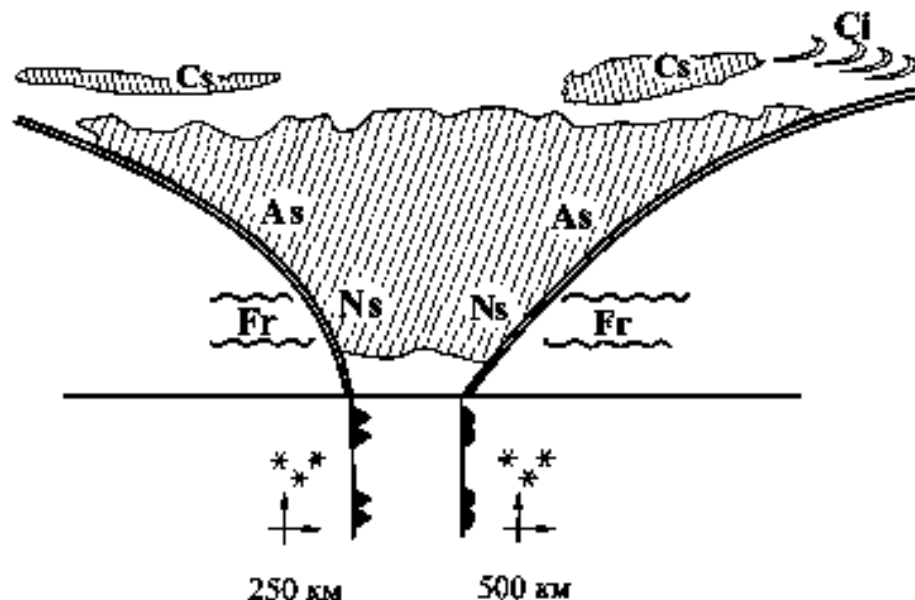


Рис. 7.5 Начальный момент окклюзии

Система облаков и осадков у них являются зеркальным отражением друг друга. Эти две системы объединяются, и в начальный момент окклюзии формируется удвоенная мощная система слоистообразных облаков (рис. 7.5).

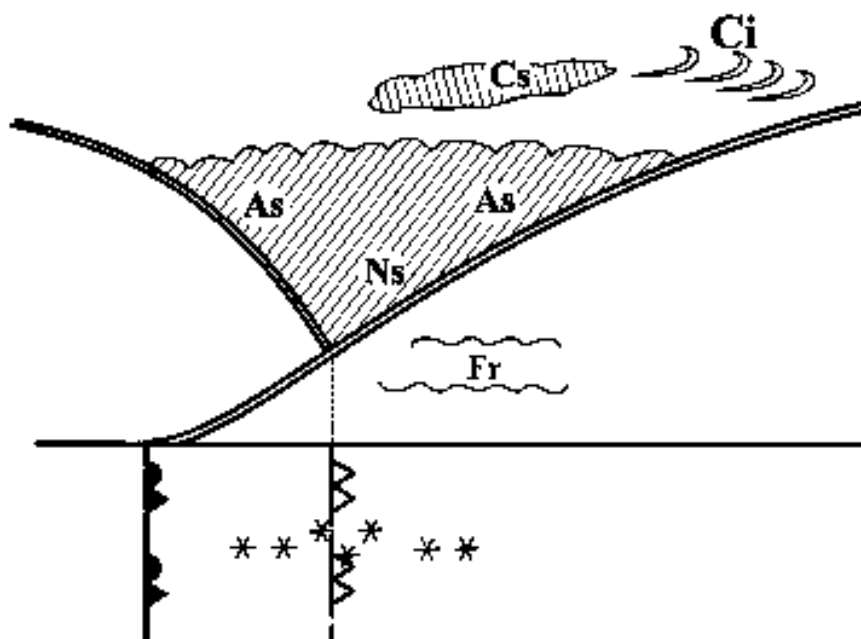


Рис. 7.6 Желоб циклона

После того, как произошла окклюзия, максимальная вертикальная мощность и максимальная интенсивность осадков наблюдается у верхнего холодного фронта. Из-за своей формы он носит название желоб циклона (рис. 7.6).

В районе жёлоба могут быть отдельные затопленные ячейки конвекции (не всегда). В этом случае здесь на обильные обложные осадки наложатся еще и ливневые.

Далее наблюдается стадия развитой, или постепенно исчезающей окклюзии (рис. 7.7).

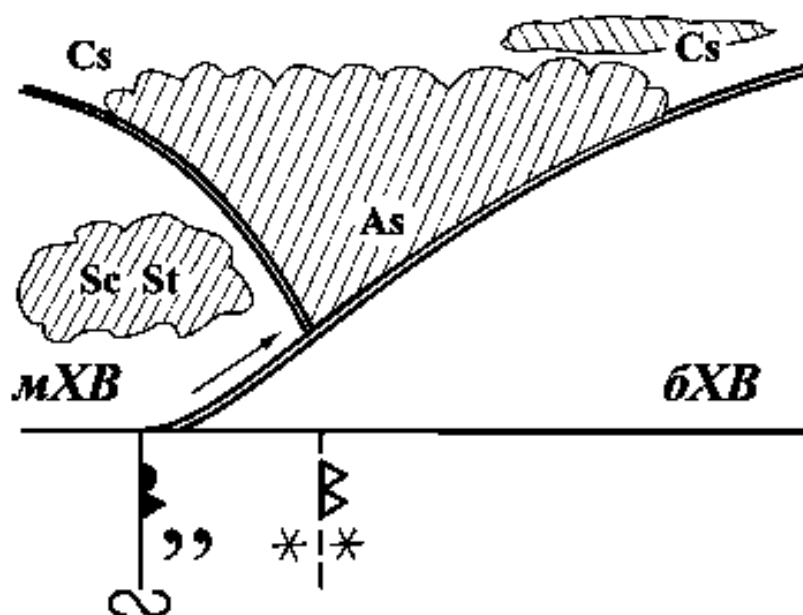


Рис. 7.7 Развитая окклюзия

По мере развития окклюзии облачная система постепенно исчезает, в первую очередь исчезают облака нижнего яруса. Надфронтальные облака остаются. Осадки постепенно прекращаются, начинается расслоение облаков - из слоистообразных они переходят в кучевообразные.

Также, поскольку менее холодный воздух легче и может подниматься, над поверхностью окклюзии формируется новая система Sc и St. Так как она может засеиваться ледяными кристаллами сверху, в районе приземного фронта окклюзии эти облака могут давать морозящие осадки, которые могут переходить в слабые осадки. Если влажность воздуха велика, то даже из чисто капельных облаков могут идти морозящие осадки.

- 2 случай. Окклюзия по типу теплого фронта, когда встречаются теплый фронт и холодный фронт второго рода (рис. 7.8).

На холодном фронте второго рода всегда есть вал Cb. Вся зона осадков сдвинута вперед относительно фронта окклюзии. Часто после прохождения ливневых осадков из Cb, наступает прояснение, осадки прекращаются, или наблюдаются морозящие осадки.

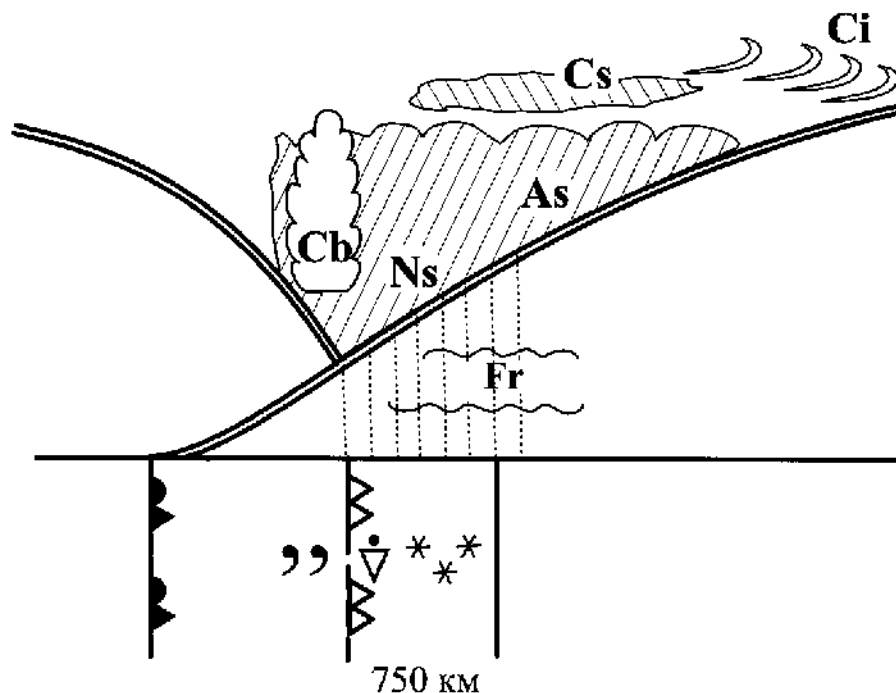


Рис. 7.8 ТФО, встреча теплого фронта и холодного фронта второго рода

То есть, в данном случае, смена обложных осадков ливневыми - признак скорого окончания осадков. И обложные, и ливневые осадки могут прекращаться до прохождения фронта окклюзии.

Эти системы облаков похожи на системы облаков простых фронтов, но типичным признаком фронта окклюзии является наличие волнистых облаков - их практически

никогда не будет на простом фронте, процесс разделения слоя на отдельные облачные элементы типичен для фронта окклюзии.

Постепенно окклюзия будет размываться, по мере развития окклюзии уменьшается интенсивность осадков и мощность облачной системы.

- 3 случай. Окклюзия по типу холодного фронта, когда встречаются теплый фронт и холодный фронт первого рода (рис. 7.9).

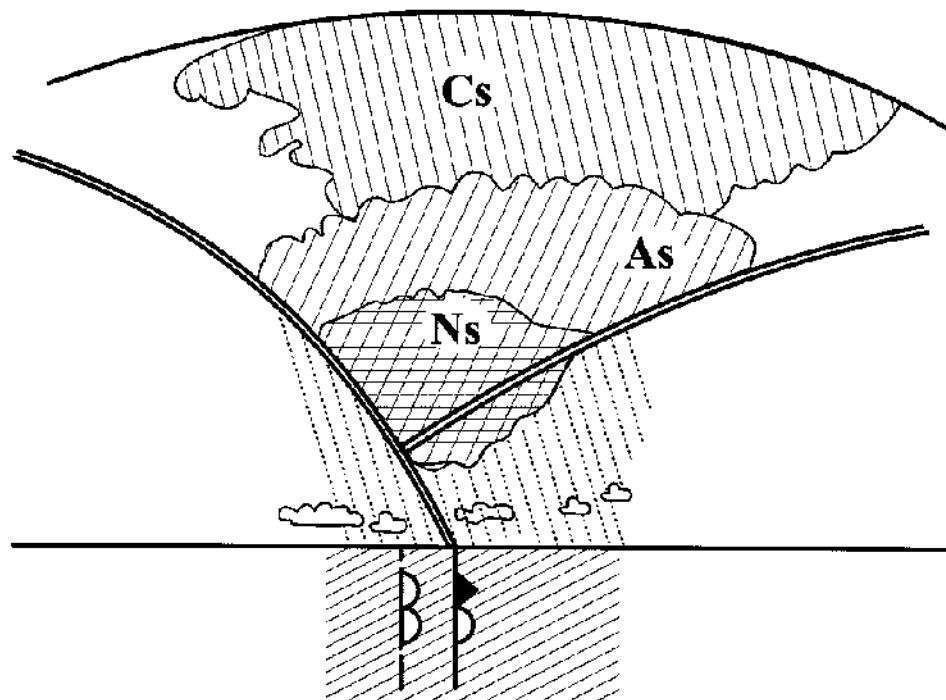


Рис. 7.9 ХФО, встреча теплого фронта и холодного фронта второго рода

Если встречаются теплый фронт и холодный фронт первого рода, преобладают облака, характерные для теплого фронта.

Штриховкой показана зона выпадения осадков, осадки преимущественно обложные, затопленная конвекция развивается очень редко. По мере развития такой окклюзии облачная система будет разрушаться снизу, в первую очередь будут исчезать Ns, с их исчезновением будут прекращаться осадки.

- 4 случай. Окклюзия по типу холодного фронта, когда встречаются теплый фронт и холодный фронт второго рода.

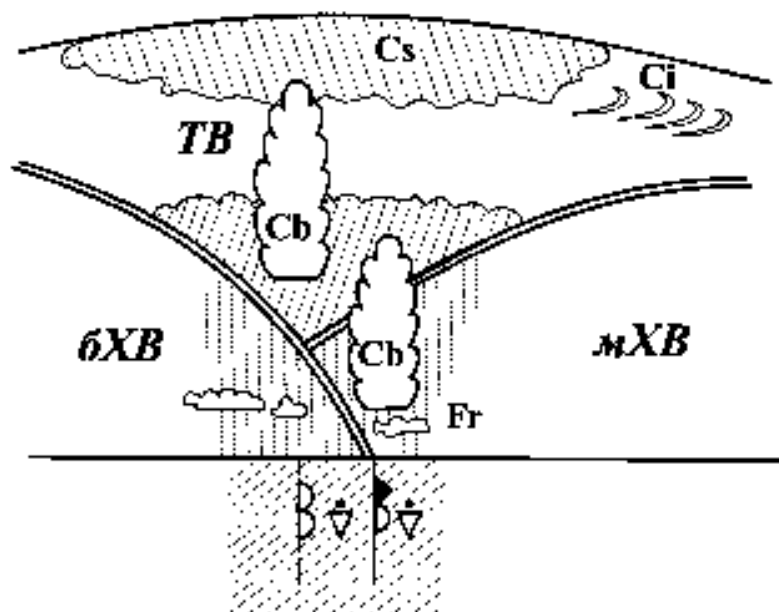


Рис. 7.10 Начальный момент окклюзии

Здесь может возникнуть два вала Cb, один из которых остался от старого холодного фронта, а второй сформировался в результате взаимодействия более холодной и менее холодной воздушных масс (рис. 7.10). Для такого фронта характерны полосы ливней небольшой продолжительности (около 30 минут). Эти ливневые осадки выпадают и в районе фронта окклюзии, и в районе верхнего фронта, образуя достаточно широкую полосу.

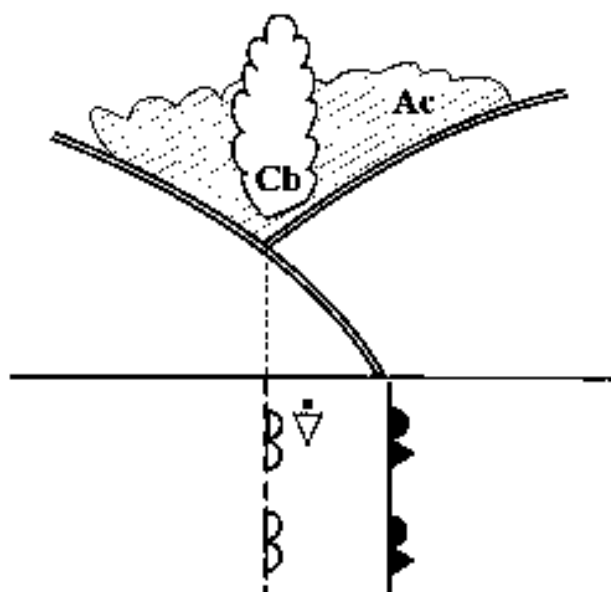


Рис. 7.11 Развитие фронта окклюзии

С течением времени Cb разбегаются снизу, ливни смещаются в тыл циклона, за фронт окклюзии (рис. 7.11). Интенсивность их может быть весьма велика, потому что в тылу циклона находится неустойчивая воздушная масса, и термическая конвекция, объединяясь с конвекцией, связанной с взаимодействием масс на фронте, может усиливаться.

В этом случае после прохождения верхнего фронта наступает прояснение.

Второй вал Cb (в передней части, связанный с окклюзией – рис. 7.12) может сохраняться достаточно длительное время.

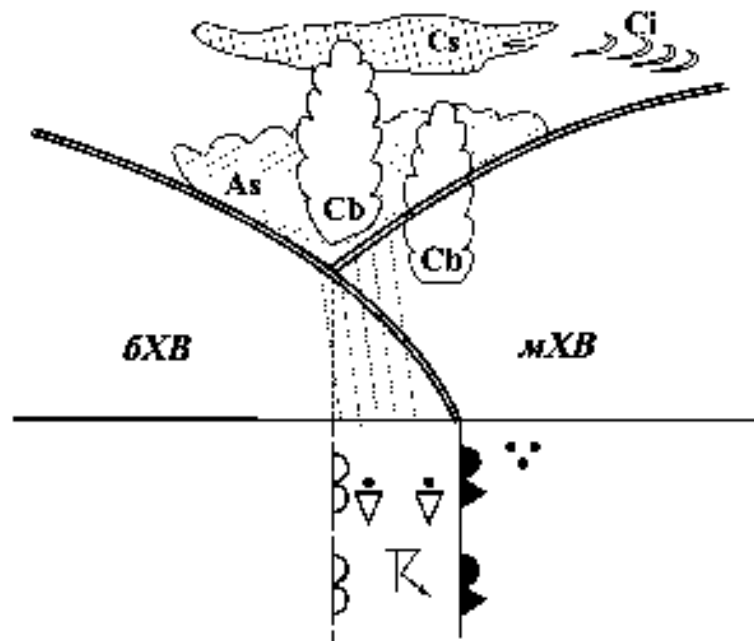


Рис. 7.12 Сохранение вала Cumulonimbus

Для такой системы характерно многократное чередование ливневых и обложных осадков, которые выпадают по обе стороны от фронта окклюзии и занимают достаточно широкую полосу. Именно при объединении теплого фронта и холодного фронта второго рода наблюдаются самые интенсивные ливни.

Стоит отметить, что с помощью наземных наблюдений за облаками отличить фронт окклюзии от простого фронта достаточно сложно. Главным при идентификации фронта окклюзии является анализ предыдущих процессов.

Можно выявить некоторые особенности фронта окклюзии. В углубляющихся барических ложбинах, как правило, фронты окклюзии имеют систему облаков, мало отличающуюся от основных фронтов (особенно если окклюзия молодая).

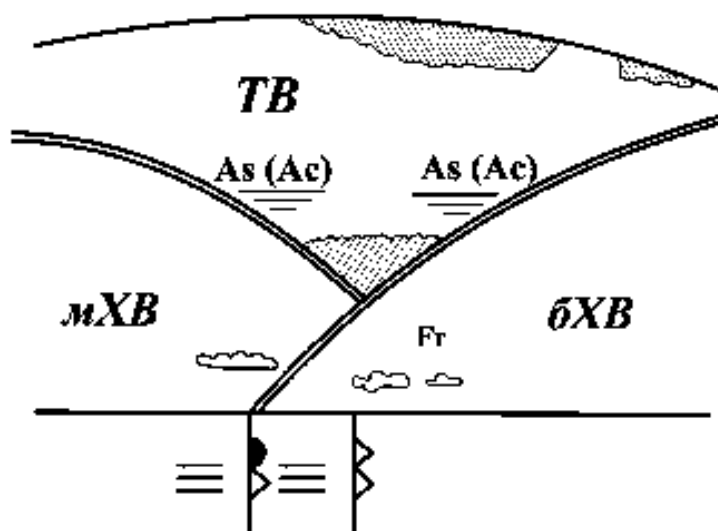


Рис. 7.13 Особенности фронта окклюзии

Если же ложбина заполняющаяся, и фронт уже далеко от центра циклона (рис. 7.13), то будет очень сильно расслоенная по вертикали система облаков и доминирование волнообразных облаков.

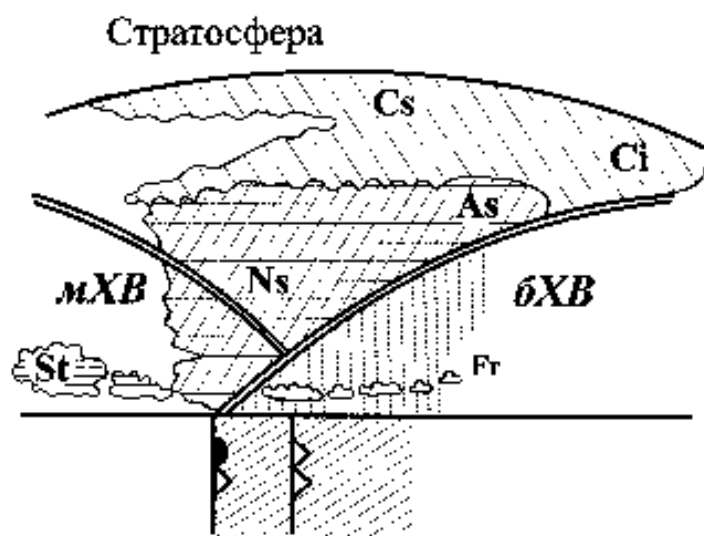


Рис. 7.14 Особенности фронта окклюзии

При окклюзии по типу теплого фронта в отдельных случаях (рис. 7.14) система облаков может уходить достаточно далеко в тыл циклона - за верхним холодным фронтом возникает дополнительный слой облаков, и возникает максимальная протяженность зоны интенсивных осадков, шириной 300-400 км. Эти осадки могут идти более 12 часов.

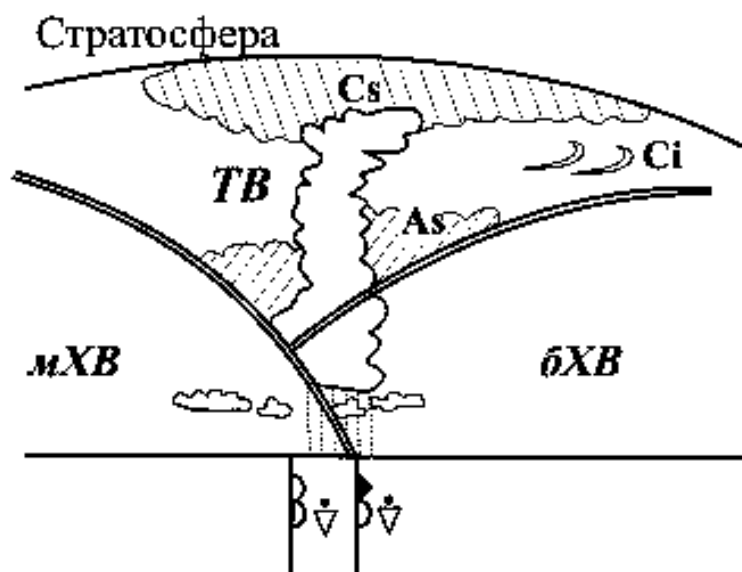


Рис. 7.15 Особенности фронта окклюзии

В зависимости от свойств воздушных масс бывает, что лучше выражена система одного из фронтов (рис. 7.15).

Степень развития системы облаков, интенсивность осадков, и явления погоды определяются, в первую очередь, контрастом температуры между менее и более холодным воздухом, устойчивостью воздушных масс, влагосодержанием воздушных масс, полем ветра и вертикальными скоростями.

В зимнее время для фронтов окклюзии характерны самые продолжительные метели. Так называемая точка окклюзии, где соприкасаются три воздушные массы — это самая опасная зона с точки зрения обледенения самолетов.

На фронты окклюзии оказывает влияние суточный ход. Летом в дневное время все процессы усиливаются, а ночью ослабляются, также усилению может способствовать орография.

Лекция 8. Маскированные и мнимые фронты.

Рассмотрим некоторые детали, связанные с поведением и особенностями атмосферных фронтов. Обобщим наиболее известные случаи как маскировки фронтов, так и возникновения мнимых фронтов, на которые нужно обращать особо пристальное внимание при прогнозе.

Маскированные фронты.

Маскированными называются действительно существующие фронты, которые трудно, или невозможно распознать по приземным признакам.

То есть, это фронты, которые по признакам приземной карты распознать сложно, иногда невозможно, или это фронты, о которых приземные признаки или приземные наблюдения дают неверные представления (можно ошибиться со знаком фронта, со степенью его обостренности и т. д.).

Рассмотрим 4 наиболее часто встречающихся случая маскировки фронтов.

- 1 случай. Пленка холодного воздуха.

Характерен для зимы, когда у поверхности земли существует тонкий слой (несколько сотен метров) сильно выхолаженного воздуха (рис. 8.1).

Наиболее часто такая пленка холодного воздуха возникает в горных районах со сложным рельефом, где воздух скапливается в понижениях рельефа. Там он застаивается, и перемешивание не развивается - эта пленка весьма устойчива.

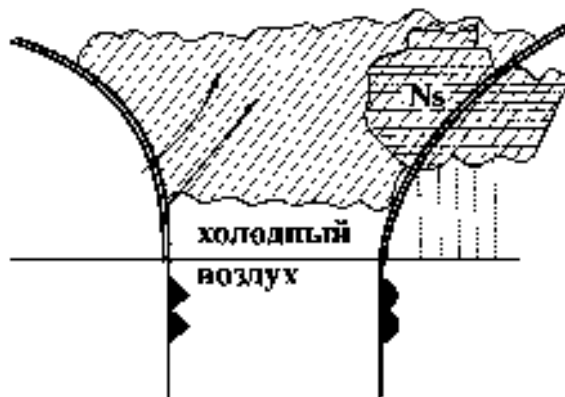


Рис. 8.1 Пленка холодного воздуха

Наличие такой пленки приводит к тому, что воздушные массы, которые вторгаются в данный район, распространяются выше нее, не достигая поверхности земли. Поэтому, как правило, прохождение фронта не вызывает изменения температуры у поверхности.

При этом облачная система может быть скрыта от приземного наблюдателя слоистыми облаками или туманом. При таких синоптических условиях прохождение фронта лучше всего определяется по знаку барической тенденции.

Отметим, что над такой пленкой, как правило, распространяется только теплая воздушная масса, то есть, такой случай маскировки характерен для теплого фронта. Это связано с тем, что обычно в тёплом воздухе турбулентность незначительная, и приземная пленка не разрушается. При приближении холодного фронта возрастает порывистость ветра, и развитие турбулентности приводит к разрушению пленки холодного воздуха.

Однако, может быть маскировка и холодного фронта, потому что приземный холодный воздух часто имеет температуру ниже, чем температура холодной воздушной массы, и при прохождении холодного фронта наблюдается не похолодание, а потепление, в результате чего можно холодный фронт принять за теплый.

- 2 случай. Прогрев холодной воздушной массы перед фронтом.

Характерен для летнего периода и для континентов. В этом случае происходит маскировка теплого фронта в результате сильного радиационного прогрева холодной воздушной массы перед фронтом (рис. 8.2).

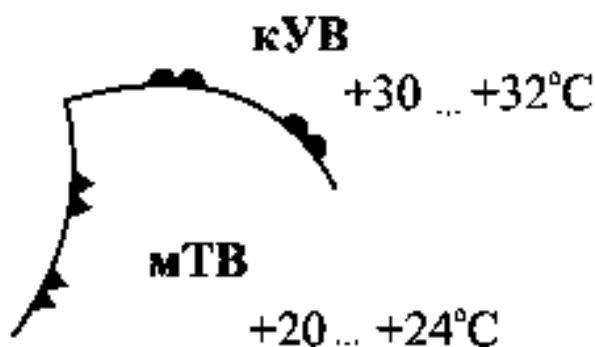


Рис. 8.2 Прогрев холодной воздушной массы перед фронтом

Летом радиационный прогрев приводит к очень высоким приземным температурам, до 30°C , а в тёплом секторе приходящего циклона может быть морской тропический воздух, для которого характерно большое влагосодержание, а значит, часто, существенная облачность. Из этих облаков кучево-дождевых форм выпадают осадки, что приводит к охлаждению воздушной массы (примерно $+20^{\circ}\text{C}$ ночью, $+25^{\circ}\text{C}$ днем), в результате чего создаётся ошибочное впечатление о прохождении холодного фронта.

Если есть аэрологические данные, нужно сравнить температуры воздушных масс - в толще тропосферы морской тропический воздух имеет температуру более высокую, чем континентальный умеренный. Если доступа к аэрологическим данным нет, нужно проанализировать ночные карты - ночью маскировки не наблюдается.

- 3 случай. Связан с возникновением фёнового эффекта.

На рис. 8.3 проиллюстрирован случай теплого фронта, но аналогичная ситуация может наблюдаться и на холодном фронте.



Рис. 8.3 Фёновый эффект

В результате переваливания воздуха через горное препятствие возникает фёновый эффект. Фён создает резкое повышение температуры, поэтому скачок температуры будет наблюдаться до прохождения фронта.

При определении фронта нужно учитывать подстилающую поверхность. Кроме того, при фёне происходит резкое понижение влагосодержания, а при приближении теплого фронта в теплой воздушной массе влагосодержание растет.

- 4 случай. Размывание холодного фронта в голове холодного фронта.

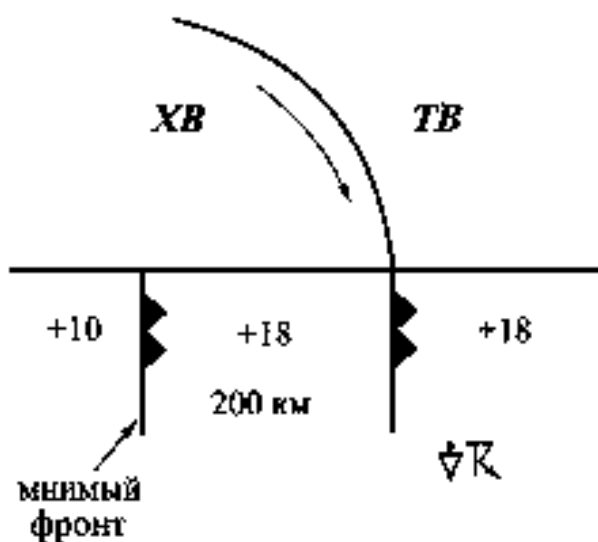


Рис. 8.4 Катабатическое размывание холодного фронта

В голове холодного клина происходит адиабатическое опускание и адиабатический нагрев — это приводит к тому, что на холодном фронте скачка температуры не наблюдается.

Другие явления, сопровождающие холодный фронт (ливни, грозы, град, шквалы и т.д.) наблюдаются при прохождении холодного фронта задолго до того, как произойдет скачок температуры, который наблюдается на расстоянии около 200 км от приземной линии фронта.

Мнимые фронты.

Мнимые фронты — это разрывы в распределении температуры, или других метеоэлементов, обусловленные влиянием подстилающей поверхности. Они, как правило, хорошо отражаются на приземной карте, но при этом не связаны с фронтальной поверхностью раздела в свободной атмосфере.

Изменение давления, формирование специфических систем облачности и выпадение осадков на таком фронте не наблюдается.

- 1 случай. Предфронтальное усиление ветра (может наблюдаться как перед теплым фронтом, так и перед холодным).

Приводит к разрушению приземной пленки холодного воздуха, в зоне усиления ветра возникает скачок температуры. В результате скачкообразное повышение температуры происходит до прохождения настоящего фронта.

Может происходить увеличение влагосодержания и рассеивание тумана.

Основной прием идентификации мнимого фронта — это анализ барических тенденций. Падение давления точно указывает на положение реального фронта.

- 2 случай. Скачок температуры, возникающий из-за разных условий радиационного выхолаживания.

Адвекция холодного воздуха в антициклоне идет по восточной периферии, а адвекция теплого воздуха идет по западной периферии, в результате формируются разные системы облаков.

В центре антициклона и на восточной периферии облачность отсутствует, в зимний период температура опускается до очень низких значений (-40°C). На западной периферии, куда поступает более влажный воздух, наблюдается второй тип антициклональной погоды с формированием сплошной подинверсионной облачности. Таким образом, на западной и северной периферии антициклона наблюдается сплошная облачность, которая уменьшает радиационное выхолаживание, температуры здесь будут намного выше ($-16 - 18^{\circ}\text{C}$).

- 3 случай. Топографический фронт. Разрыв в свойствах подстилающей поверхности приводит к разрыву в температуре и влагосодержании.

Типичные случаи:

- Кромка льда над арктическим побережьем в летнее время. Над свободной ото льда поверхностью температура повышается.

- Морское побережье в зимнее время. Особенно заметен скачок температуры у берегов с теплым течением.
- Граница снежного покрова. В отличие от остальных случаев, она перемещается, может возникнуть ложное представление о перемещающимся фронте.

Однако, нужно иметь в виду, что при благоприятных циркуляционных условиях такой мнимый фронт может трансформироваться в основной фронт.

- 4 случай. Связан с влиянием облачности. Типичный случай - возникновение мнимого фронта перед теплым фронтом в зимнее время.

Там, где облачность отсутствует, имеет место радиационное выхолаживание, а при натекании плотной слоистой облачности происходит уменьшение потока тепла от земной поверхности, и увеличивается встречное излучение. В результате этого происходит повышение температуры на 10 и более градусов.

Помочь в идентификации такого мнимого фронта может барическая тенденция и анализ знаков облачности.

- 5 случай. Проявляется не в температуре, а в облаках и осадках.

Формируется при переваливании фронта через хребет. При обтекании потоком горного препятствия наблюдаются вынужденный динамический подъем воздушной массы, и, при достаточном влагосодержании, образуется мощная система облаков, из которых выпадают так называемые орографические осадки.

Эта система может сохраняться над хребтом очень долго, причем облака могут быть типичных для фронта форм. Характерный пример - Столовая гора рядом с Кейптауном, где на южную оконечность Африки выходят влажные потоки из Атлантического и Индийского океанов.

Влияние орографии на характеристики фронта.

Влияние орографии проявляется в целом ряде компонентов:

- задерживание фронтов
- изменение скорости перемещения фронта
- обострение фронтов
- образование фронтальной волны на наветренной стороне и размывание фронта на подветренной
- формирование орографической окклюзии, связанное с огибанием фронтом горного препятствия
- обострении фронта у высоких берегов (т.н. береговой, или угловой эффект)

Нужно отметить, что в системе общей циркуляции атмосферы воздушные массы стремятся обтекать препятствия в горизонтальном направлении, так как это связано с наименьшими затратами энергии. Но, если воздушная масса стратифицирована

неустойчиво, то частично она может переваливать через горный хребет, особенно в центральной его части.

Вертикальное переваливание встречается на порядок реже, оно менее интенсивно, чем обтекание с боков. При переваливании через хребет резко увеличивается турбулентность в зоне фронта, что связано с более сильным трением в условиях горного рельефа. Также можно отметить, что при устойчивой стратификации воздушной массы, особенно в случае наличия инверсий, имеет место только горизонтальное обтекание препятствия, переваливания не происходит.

Есть некоторые особенности системы облаков и осадков при переваливании через хребет теплого и холодного фронтов.

Теплый фронт.

При приближении теплого фронта к препятствию холодный воздух оказывается зажатым между фронтальной поверхностью и подстилающей поверхностью (рис. 8.5).

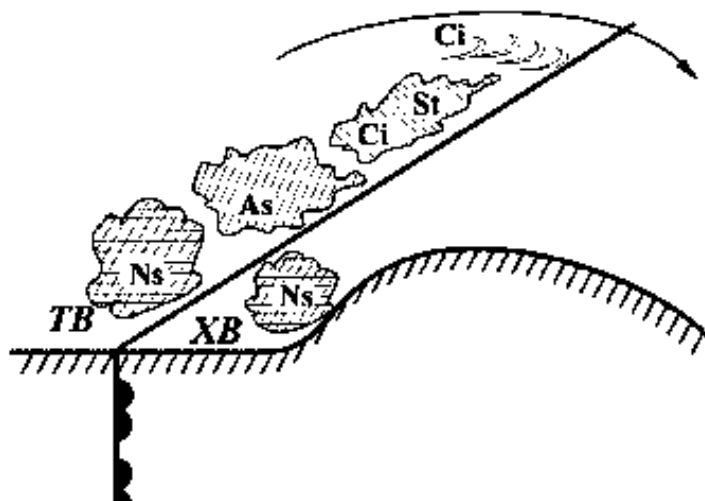


Рис. 8.5 Натекание фронта

Холодный воздух, зажатым между фронтальной поверхностью и землей, в процессе общего натекания начинает вынужденно подниматься по хребту, и над хребтом возникает орографическая облачность и осадки, которые начинают выпадать задолго до прохождения фронта.

При приближении фронта орографические осадки и облачность сливаются с облаками, подфронтальные и надфронтальные облака объединяются в единую большую систему. Как следствие, на наветренной стороне на тёплом фронте продолжительность осадков резко возрастает.

Когда фронтальная поверхность касается горного препятствия (рис. 8.6)

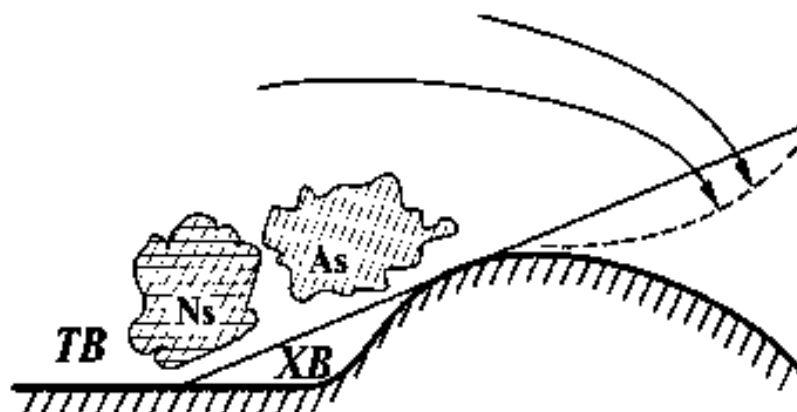


Рис. 8.6 Деформация фронта

часть поверхности фронта, находящаяся за хребтом, начинает деформироваться в соответствии с общим потоком. Формирующиеся нисходящие потоки воздуха приводят к фёновому эффекту и размыванию облачности.

За хребтом происходит размывание фронта (рис.8.7).

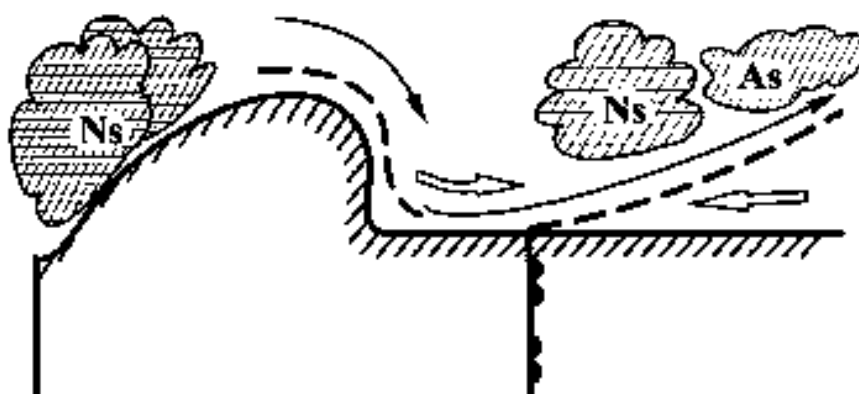


Рис. 8.7 Размывание фронта

Фронт практически исчезает (ослабевают нисходящие потоки на подветренной стороне, дивергенция потоков приводит к падению давления), облака и осадки рассеиваются, но на некотором расстоянии за хребтом фронт вновь возобновляется и формируется типичная облачная система (конвергенция потоков).

Происходящее на наветренной стороне очень сильно зависит от влагосодержания воздушной массы. Если оно велико, то, оторвавшись от системы теплого фронта, здесь долгое время могут еще существовать внутримассовые орографические облака и осадки. Если влагосодержание не очень велико, то после прохождения фронта облаков и осадков не наблюдается, а система фронта продолжает двигаться дальше.

Теплый фронт переваливает через горы легче и чаще, чем холодный фронт.

Если фронт подходит к горному хребту под большим углом, или перпендикулярно, часть фронта, которая упирается в хребет, будет задерживаться, остальной фронт будет его огигать, то есть, будет формироваться фронтальная волна.

Если воздушная масса устойчивая, то как правило, и фронтальная волна устойчивая, или с уменьшающейся амплитудой. Если воздушная масса неустойчивая, то из такой фронтальной волны может развиваться циклон (относительно небольшой по размерам и по интенсивности). Это весьма важный в горных районах процесс - орографический циклогенез.

Примеры циклонов, возникающих из фронтальных волн: Скагерракские циклоны в Скандинавии, в районе пролива Скагеррак, Мургабские циклоны в Средней Азии.

Если теплый фронт проходит через горную страну, через район со сложным рельефом, происходит модификация фронта - он обнаруживается и активизируется только на наветренных склонах (рис. 8.8).

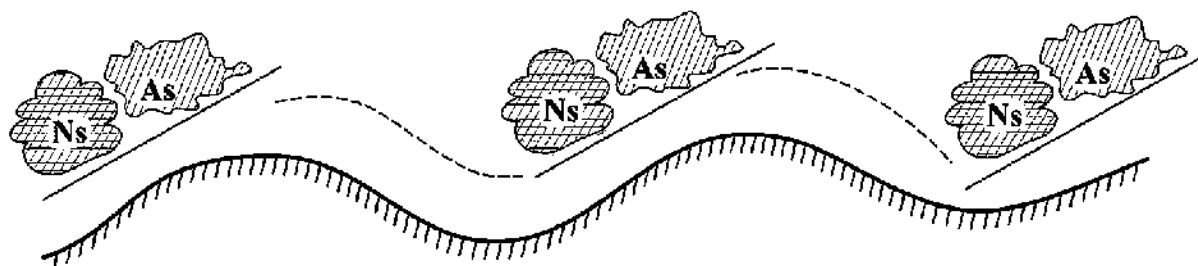


Рис. 8.8 Кусочно-разрывной фронт

Такие фронтальные процессы характерны для Западной Сибири.

Холодный фронт.

Как правило, холодный фронт не переваливает через горы выше двух километров. Поэтому, например, арктический воздух не может перевалить через Кавказ.

Переваливание может быть, если:

- хребет небольшой высоты
- фронт быстро перемещается (т. е. это холодный фронт второго рода)
- происходит накопление холодного воздуха перед хребтом (сохраняется постоянная адвекция, поступают все новые и новые порции воздуха, хребет их задерживает, и, даже если воздушная масса имела небольшую вертикальную мощность, она может перевалить через хребет за счет накопления). Например, за основным фронтом идут вторичные холодные фронты - в этом случае происходит увеличение вертикальной мощности воздушной массы и обтекание.

В целом, переваливание холодного фронта через хребет похоже на переваливание теплого фронта.

Формирование орографических облаков будет более интенсивным, потому что перед фронтом располагается теплый воздух.

Когда фронт достигает хребта, орографические облака и осадки сливаются с фронтальными и возникает затопленная конвекция - кучевые облака внедряются в систему слоистообразных, образовавшихся за счет орографии.

Далее фронтальная поверхность искривляется, наблюдается фёновый эффект, нагрев воздуха, и размывание фронтальной облачности. То есть, как и в случае теплого фронта, на подветренной стороне холодный фронт исчезает, после чего восстанавливаются на некотором расстоянии.

Сохранение орографических осадков, оторванных от фронта - более редкий случай, так как холодная воздушная масса имеет меньшее влагосодержание.

Если за хребтом располагается пленка холодного воздуха, то фронт будет перемещаться дальше как верхний, у земли будет сохраняться выхолаженный воздух.

С переваливанием холодного фронта через хребет связана особая разновидность стоковых ветров, которая на европейской территории России известна под названием бора, или холодный фён.

Это - стоковый ветер с очень большими скоростями, который возникает по двум причинам: кататический ветер, то есть, ускорение при опускании под действием силы гравитации, и разность плотностей между вторгающимися холодным воздухом и теплым воздухом над морской поверхностью. Районы, где вот могут формироваться такие опасные ветра, весьма немногочисленны, это связано с влиянием рельефа. Один из самых известных примеров – Новороссийская бора.

Газ всегда движется по пути наименьшего сопротивления, поэтому такие ветра привязаны к перевалам, или понижениям рельефа. В случае Новороссийска – это Маркхотский хребет и Маркхотский перевал. Бора обрушивается на город и на бухту.

Возникает бора, когда севернее хребта располагается мощный антициклон, и на южной окраине дуют северо-восточные ветры. Когда этот воздух достигает Маркхотского хребта, он устремляется вниз и вызывает резкое усиление ветра.

Однако, не только антициклон является причиной боры. Вызывать бору могут и т.н. ныряющие циклоны — это циклоны, идущие из Скандинавии, а в районе Карелии и Кольского полуострова резко поворачивающие на юг. С ними связаны вторжения в тыл циклона холодной воздушной массы, которая тоже может являться причиной боры.

Чаще всего бора наблюдается в начале зимы, или в конце осени, когда арктический воздух уже холодный, а Черное море ещё теплое. Скорость ветра увеличивается до 25-30 м/с, в экстремальных случаях до 60 м/с, температура при этом падает на 10 – 15⁰С. Возникают гололедные явления, происходит обледенение судов. Может продолжаться несколько дней, иногда до недели.



Рис. 8.9 Обледенение судов из-за боры

Описание боры встречается в повести К. Паустовского “Черное море”, где описана трагедия 1885 года, когда затонули практически все корабли, бывшие в Цемесской бухте, расколовшись под тяжестью намерзшего льда.

Холодный фронт, который приводит к возникновению боры в Новороссийске, огибает Кавказский хребет со стороны Каспийского моря, и возникает похожее явление - Бакинский норд.

При возникновении Бакинского норда нет кatabатического эффекта, поэтому скорости не такие катастрофические, как при боре, тем не менее, сильные шторма, сопровождающиеся очень сильным ветром, приводят к разрушению нефтедобывающих платформ, повреждению нефтепроводов и загрязнению Каспийского моря нефтью.

Похожее явление - мистраль на юге Франции, сарма на Байкале. Также есть бора на Новой Земле, на Чукотке, на Адриатике.

Довольно часто при обтекании холодным фронтом горного хребта на фронте возникают две волны, которые за хребтом могут сомкнуться — это явление называется орографической окклюзией.

Такое явление часто наблюдается на Кавказе и в Альпах, по долинам рек. Процессы, сопровождающие орографическую окклюзию похожи на процессы на фронте окклюзии - смыкание облачной системы, усиления осадков, опасные явления и т.д.

Лекция 9. Механизмы формирования и разрушения фронтов.

Еще один вариант - участок фронта останавливается горным хребтом, но переваливание не происходит. В этом случае происходит накопление холодного воздуха перед хребтом, что приводит к росту атмосферного давления. В результате в направлении, параллельном хребту, возникают очень сильные, иногда достигающие штормовых скоростей ветра.

Помимо этого, стационарирование фронта сопровождается мощным облакообразованием на наветренной стороне и затяжными осадками.

Следующий случай орографического влияния на фронты - береговой эффект. Он связан с выходом воздушной массы с моря на сушу. Сходимость потоков, вызванная трением над сушей, может способствовать активизации фронта при выходе его с моря на сушу.

Береговой эффект выражен не всегда. Наибольшее воздействие берегового эффекта наблюдается вдоль мысов, выдающихся в море, особенно если они имеют большую абсолютную высоту.

Пример – побережье Скандинавии. Здесь очень изрезанная береговая линия, много фьордов, которые имеют достаточно большую абсолютную высоту.

Возникающий фронтогенез также называют топографическим, потому что усиление, или даже формирование фронта в этом случае связано с влиянием подстилающей поверхности. Топографический фронтогенез может способствовать как обострению уже существующего фронта, так и (при благоприятном термобарическом поле) генерации нового фронта.

Следует отметить, что, если мы говорим об атмосферном фронте, речь идет о процессах синоптического масштаба. Сходимость и береговой эффект могут возникать внутри одной воздушной массы, тогда мы будем иметь дело с орографическими осадками, которые возникли в результате выхода потока с океана на сушу и взаимодействия с рельефом, но по сути, - это выпадение осадков на наветренной стороне, только в данном случае это не хребет, а материк. Поэтому нельзя утверждать, что сходимость линий тока однозначно указывает на фронт.

Механизмы формирования и разрушения фронтов.

Можно утверждать, что процесс образования фронта (фронтогенез) и процесс размывания фронта (фронтолиз) наблюдаются непрерывно, так же, как и процессы образования и трансформации воздушных масс.

Обострение и размывание фронта может происходить как внутри конкретного циклона (тогда речь идет об усилении, или ослаблении отдельных участков основного фронта в пределах циркуляционной системы циклона или антициклона), так и на границе между воздушными массами - часто, особенно в областях повышенного давления, или в малоградиентных полях, размываются участки фронта на протяженности нескольких тысяч километров.

Пример - Восточная Сибирь зимой: на южной и северной периферии Сибирского антициклона температуры, влагосодержание существенно разные, воздушные массы разные, но линии фронта между этими воздушными массами не существует, потому что и радиационное выхолаживание, и дивергенция потоков не создают условий для проявления фронта как поверхности или линии раздела.

Различают фронтогенез кинематический и топографический. Ранее мы обсуждали топографический фронтогенез – это фронтогенез, связанный с влиянием разнородной подстилающей поверхности. Это береговой эффект, граница ледяного покрова, граница снежного покрова, контраст море-суша и т.д.

Но с точки зрения синоптики важен второй тип фронтогенеза – кинематический. Кинематический фронтогенез связан с полем скорости, или с полем циркуляции, которая либо сближает воздушные частицы, тем самым приводя к росту градиентов, либо приводит к удалению воздушных частиц друг от друга, и тем самым к уменьшению градиентов.

Следует отметить, что на настоящий момент не существует теории фронтогенеза, которая могла бы полностью объяснить и описать с точки зрения гидродинамики все процессы и особенности разных видов фронтов. Хотя, конечно, наука накопила массу знаний и представлений об этом процессе.

Понятие фронтогенеза было еще в Бергенской школе, ими же была предложена волновая природа циклонов и т.д. Но природные явления были описаны с синоптической точки зрения, без привлечения гидродинамики. Изначально в рамках теории фронтального анализа процесс фронтогенеза представлялся так:

- Первый этап - формирование ВФЗ, т.е. зоны больших градиентов температуры воздуха и давления. В вертикальном разрезе атмосферы наблюдается большая концентрация термодинамических соленидов (четырёхгранные трубки, образуемые в бароклинной атмосфере пересечением поверхностей равного давления и равной плотности).

Примерно в середине 20 века была сформулирована очень важная теорема об ускорении циркуляции скорости (теорема Бьеркнеса) - чем больше концентрация соленидов, тем больше ускорение циркуляции скорости.

По сути, фронтальная зона является зоной концентрации энергии.

- Второй этап - обострение ВФЗ и формирование наклонного фронтального слоя, где теплая воздушная масса лежит над холодной. Далее, при благоприятных циркуляционных условиях (т. е. способствующих сближению частиц, в данном случае - наличие сходимости, в первую очередь - сходимость вдоль оси барической ложбины), этот фронтальный раздел проявляется и на приземной карте.

Масштаб этой зоны больших градиентов позволяет аппроксимировать эту зону раздела линией, и тогда мы говорим о формировании приземного фронта, вдоль этой зоны формируются типичные для данного вида фронта системы облаков и осадков.

Увеличение числа наблюдений показало, что из вышеуказанной схемы есть исключения, так как бывают случаи, когда ВФЗ есть, но фронт на приземной карте не проявляется (результат отсутствия благоприятных циркуляционных условий), также бывает, когда фронт есть, а отдельной ВФЗ над ним нет (например, вторичный фронт – там единая ВФЗ, которая располагается и над основным фронтом, и над вторичным).

Процесс размывания фронта рассматривался в обратном порядке: исчезновение сходимости ветров вдоль определенной линии способствует размыванию фронта, также под влиянием взаимодействия с подстилающей поверхностью свойства воздушных масс выравниваются, и резкая зона раздела постепенно исчезает.

С течением времени понятие о фронтогенезе уточнялось. Прежде чем мы перейдем к современным воззрениям на этот процесс, нужно обозначить характеристику, которая бы использовалась в качестве критерия интенсивности фронтогенеза и фронтолиза.

Ранее упоминалось (теорема о циркуляции), что концентрация соленидов прямо пропорциональна горизонтальному градиенту температур.

То есть, если мы введем горизонтальный градиент температуры $T_n = \frac{\partial T}{\partial n}$, где n — это нормаль к изотермам, то в качестве показателя фронтогенеза или фронтолиза можно использовать изменение этой характеристики во времени, то есть, производную по времени.

Производная может быть полной или частной - в зависимости от того, какую производную мы рассматриваем, выделяют

- **фронтогенез индивидуальный** $\frac{dT_n}{dt}$ (полная производная от горизонтального градиента температуры) — это изменение со временем горизонтального градиента температуры в бесконечно малой окрестности частицы или индивидуального объема. В данном случае речь идет о частице.
- **фронтогенез локальный** $\frac{\partial T_n}{\partial t}$ (частная производная от горизонтального градиента температуры) — это изменение со временем горизонтального градиента температуры в конкретной точке пространства.

Если эти производные больше нуля, мы говорим о фронтогенезе, если они меньше нуля, мы говорим о фронтолизе.

Конечно, с точки зрения возможности возникновения фронта или его исчезновения, нужно говорить о фронтогенезе индивидуальном, потому что именно он определяет изменение свойств, изменение градиентов перемещающейся частицы. То есть, мы отслеживаем некоторый индивидуальный объем воздуха, в котором происходит либо рост градиентов, либо их уменьшение. Локальный фронтогенез при этом может быть связан не только с изменением свойств частицы, или с изменением термобарического поля в окрестности частицы, но и с адвекцией. Но метеонаблюдения, привязанные к перемещающейся частице, осуществляются крайне редко, и, как правило,

только в рамках специальных экспериментов, а данные метеонаблюдений нам дают сведения только о локальном фронтогенезе.

То есть, с одной стороны, более полезную информацию с точки зрения активности фронта нам несет величина индивидуального фронтогенеза, но определить ее, иначе как в рамках модели, мы не можем, а по данным наблюдений мы можем определить только локальный фронтогенез.

Возникает вопрос: может быть, эти характеристики практически всегда совпадают? Это, к сожалению, не так. Ниже приведены примеры, иллюстрирующие это.

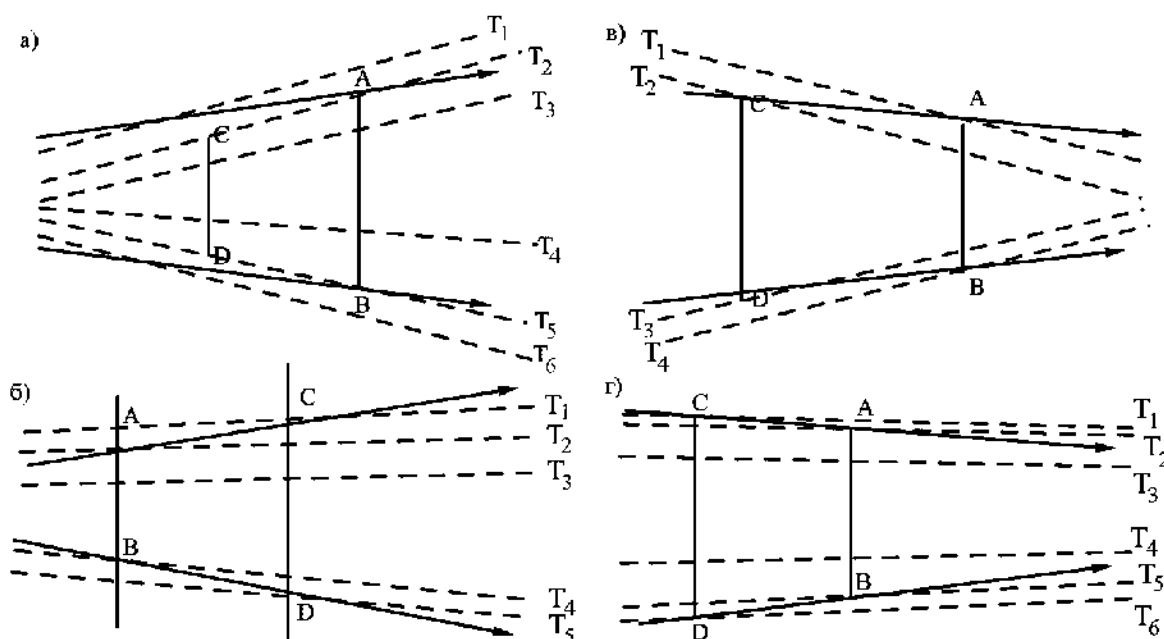


Рис. 9.1 Иллюстрация несовпадения индивидуального и локального фронтогенеза

На рис. 9.1 пунктирными линиями обозначены изотермы, сплошными линиями со стрелочками – направление потока (линии тока). Выведем выражения для локального и индивидуального фронтогенеза.

а) Локальный фронтогенез: рассмотрим, как будет меняться градиент температуры на отрезке АВ: в начальный момент времени $\frac{T_5 - T_2}{AB}$, в конечный момент времени $\frac{T_6 - T_1}{AB}$, то есть, в начальный момент времени градиент температуры был меньше, и мы имеем дело с локальным фронтогенезом.

Индивидуальный фронтолиз: в начальный момент времени градиент температуры на отрезке CD равен $\frac{T_5 - T_2}{CD}$, потом частицы перенеслись по потоку, и в конечный момент времени градиент температуры будет равен $\frac{T_5 - T_2}{AB}$, то есть, в начальный момент времени градиент температуры был больше, и мы имеем дело с индивидуальным фронтолизом.

Но в таком случае, когда изотермы расходятся сильнее изогипс, данные наблюдений покажут фронтогенез, а не фронтолиз.

Рассматривая аналогично случаи б), в), г) получаем:

б) - индивидуальный фронтолиз и локальный фронтолиз,

в) - индивидуальный фронтогенез и локальный фронтолиз,

г) – индивидуальный фронтогенез и локальный фронтогенез.

Для того, чтобы определить, имеем мы дело с фронтогенезом, или с фронтолизом, существует целый ряд приемов так называемого графического анализа условий фронтогенеза, которые позволяют определить знак изменения фронта.

Графический анализ.

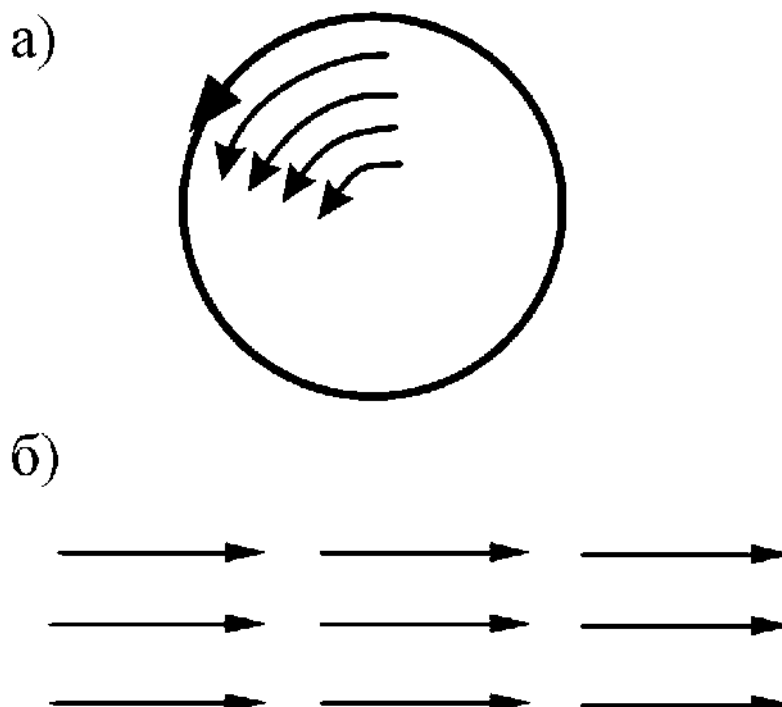


Рис. 9.2 Случай отсутствия фронтогенеза и фронтолиза

На рис. 9.2 показаны случаи отсутствия фронтогенеза и фронтолиза. Они отсутствуют при:

а) круговом движении, когда линейная скорость пропорциональна радиусу,

б) равномерном прямолинейном движении.

В этих случаях со временем расстояние между изотермами не меняется.

Однако, не всегда при движении по прямолинейным траекториям фронтогенез и фронтолиз отсутствуют. При таком движении, конечно, не будет конвергенции и дивергенции потоков, зато может быть конвергенция и дивергенция скорости по потоку - изменение скорости по потоку (рис. 9.3).

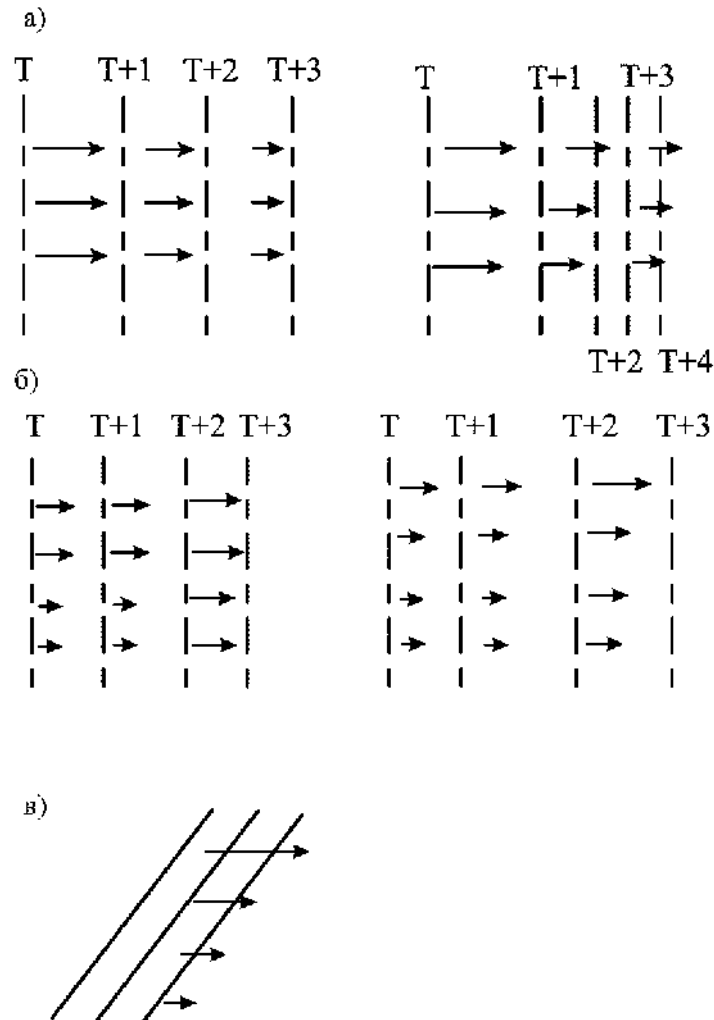


Рис. 9.3 Фронтогенез и фронтолиз при движении по прямолинейным траекториям

Рис. 9.3 а) Дивергенция скорости отрицательна, то есть, имеет место уменьшение скорости по потоку. Так как в передней части скорости меньше, чем в тыловой части, конвергенция скорости по потоку приводит к сближению изотерм, то есть, к фронтогенезу (задние изотермы догоняют передние - эффект толпы у эскалатора).

Рис. 9.3 б) Дивергенция скорости положительна, скорость растет в направлении потока. В этом случае расстояние между изотермами будет увеличиваться, и будет иметь место фронтолиз.

Рис. 9.3 в) Скорость меняется в направлении, перпендикулярном потоку. В этом случае будет иметь место поворот изотерм, и при таком повороте обязательно найдется

область, где изотермы будут сближаться. То есть, при неравномерной скорости вдоль оси y , всегда будет иметь место фронтогенез.

Рассмотрим следующий случай (рис. 9.4) - при сходимости линий тока реализуется фронтогенез, при расходимости линий тока реализуется фронтолиз.

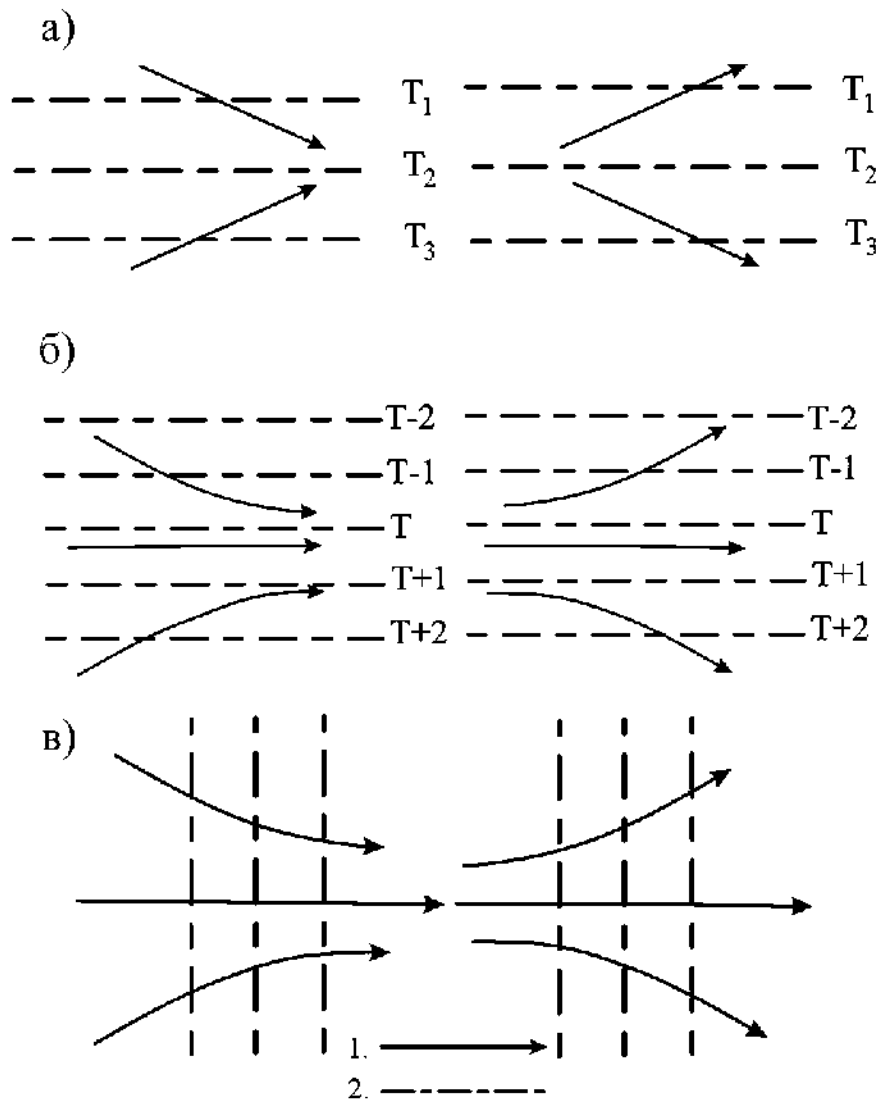


Рис. 9.4 Случай прямолинейных и криволинейных потоков

Рис. 9.4 а) - случай прямолинейных потоков, рис. 9.4 б) - случай криволинейных потоков. И в том, и в другом случае при сходимости линий тока будет наблюдаться фронтогенез, при расходимости – фронтолиз.

Обратите внимание – на рис. 9.4 б) изображен конкретный синоптический объект - высотная фронтальная зона, слева - вход ВФЗ, справа – дельта ВФЗ.

Мы привыкли считать вход ВФЗ фронтогенетическим, а дельту ВФЗ – фронтолитической, но на самом деле это зависит от расположения изотерм. На рис. 9.4 в) также изображены вход и дельта ВФЗ, но изотермы расположены не зонально, а

меридионально. Здесь все наоборот - фронтолиз на входе ВФЗ и фронтогенез в дельте ВФЗ.

Деформационное поле

В реальности наблюдаются более сложные циркуляционные поля. С точки зрения фронтогенеза важным случаем циркуляционного поля является так называемое деформационное поле (рис. 9.5 а).

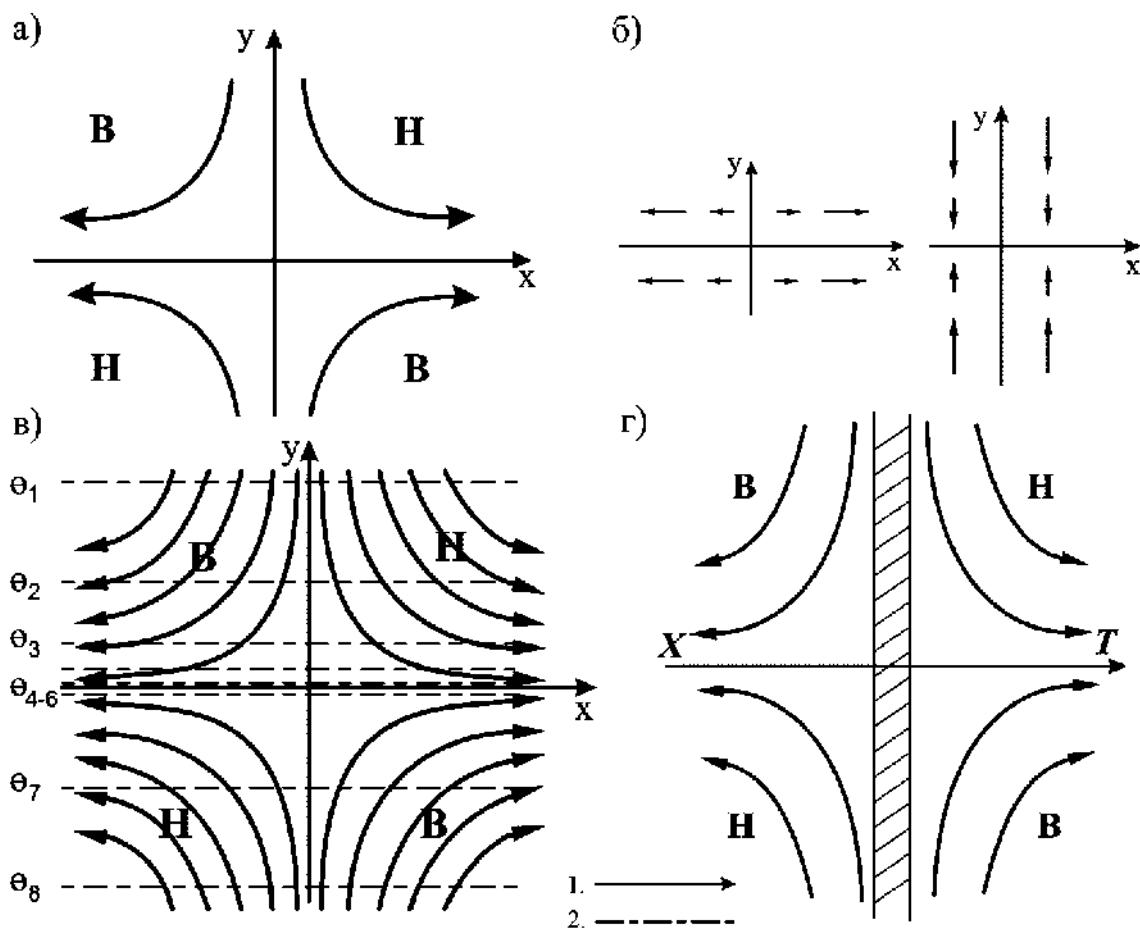


Рис. 9.5 Деформационное поле

Обсудим более подробно, почему это поле называется деформационным. Напоминание:

деформация растяжения

$$d_l = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$$

деформация сдвига

$$d_c = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$$

оператор деформации

$$d = \sqrt{d_t^2 + d_c^2}$$

Рассмотрим поле чистого растяжения и чистого сжатия. На рис. 9.5 б) слева изображено поле скорости, которое описывается выражением $u = ax$ — это поле чистого растяжения. При таком поле скорости объем будет растягиваться, поэтому ось x еще называется осью растяжения.

На рис. 9.5 б) справа изображено поле скорости, которое описывается выражением $v = -ay$ — это поле чистого сжатия. При таком поле скорости объем будет сжиматься, поэтому ось y еще называется осью сжатия.

Деформационное поле (рис. 9.5 а) является суммой полей чистого растяжения и чистого сжатия. В таком поле линии тока — это гиперболоиды. Начало координат в таком поле называется гиперболической точкой.

Для деформационного поля деформация растяжения всегда больше нуля.

- Поле чистого растяжения. Если изотермы параллельны оси Ox , то ни фронтогенеза, ни фронтолиза происходить не будет. Если изотермы параллельны оси Oy , то будет происходить растяжение, ось Oy будет фронтолитической.
- Поле чистого сжатия. Если изотермы параллельны оси Ox , будет происходить сжатие, ось Ox будет фронтогенетической. Если изотермы параллельны оси Oy , то ни фронтогенеза, ни фронтолиза происходить не будет.

Если изотермы параллельны оси растяжения, то поле будет фронтогенетическим (рис. 9.5 в). Если изотермы параллельны оси сжатия, то поле будет фронтолитическим (рис. 9.5 г).

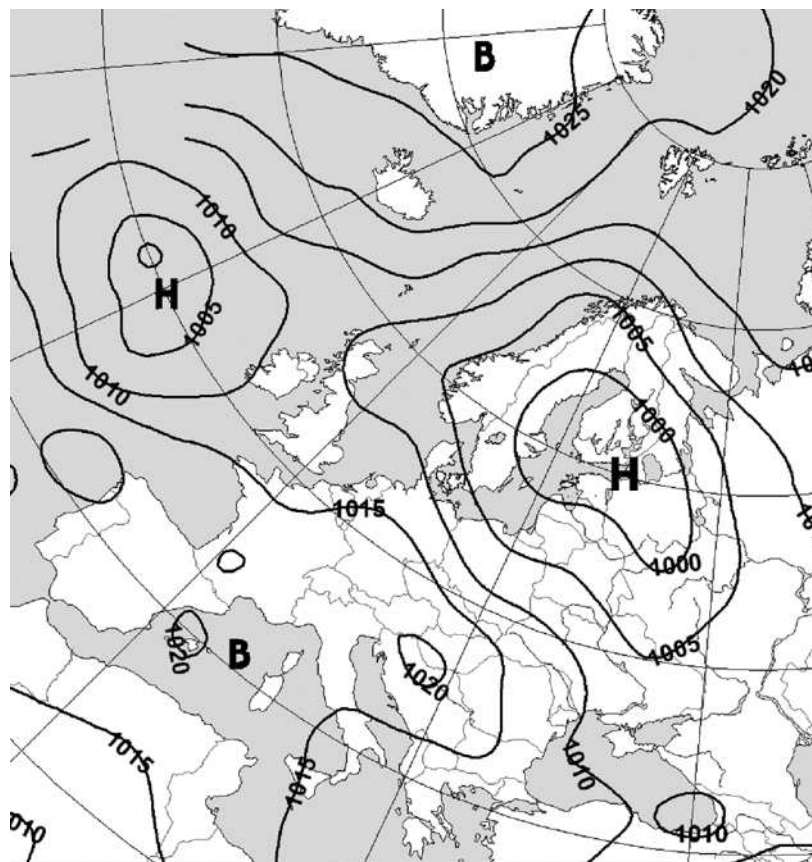
Обобщая вышесказанное, в деформационном поле ось растяжения фронтогенетическая, вдоль нее происходит формирование новых, или обострение уже существующих фронтов, ось сжатия — фронтолитическая, вдоль нее уменьшается контраст температур и наблюдается фронтолиз. Отсюда вывод: так как более характерное распределение температуры — это изотермы, параллельные широтам, то чаще фронты залегают квазизонально, особенно если речь идет о климатологических фронтах.

Лекция 10. Гидродинамические условия фронтогенеза.

На прошлой лекции мы обсуждали деформационные поля. Стоит понимать, что деформационное поле можно построить и для каких-то математических, биофизических и т.п. задач, и ось растяжения, ось сжатия, гиперболическая точка — это понятия, которые относятся к деформационному полю в самом общем случае.

А вот с точки зрения синоптики, совмещая поле циркуляции с полем температуры, и исследуя их взаимное влияние, мы уже приходим к выводу, что ось растяжения – фронтогенетическая, а ось сжатия – фронтолитическая.

Отметим, что поля, близкие по структуре к деформационному полю, встречаются в реальности (рис. 10.1)



Как обсуждалось выше, деформационное поле по-разному будет влиять на интенсивность фронта при разном залегания изотерм. Мы рассматриваем квазизональное залегание изотерм - в этом случае действительно будет иметь место фронтогенетический эффект. При аномальной ситуации меридиональных изотерм никакого полярного фронта здесь образовываться не будет, наоборот, будет наблюдаться фронтолиз.

Если компоненты седловины являются центрами действия, то такие фронты будут обнаруживаться не только на синоптических, но и на климатических картах.

Также графически, только по синоптическим картам, мы можем оценить эффекты фронтогенеза и фронтолиза в реально существующих циклонах и антициклонах. Мы привыкли к тому, что в циклоне за счет конвергенции потоков фронты обостряются, а в антициклонах за счет дивергенции потоков фронты размываются. Но так происходит не всегда.

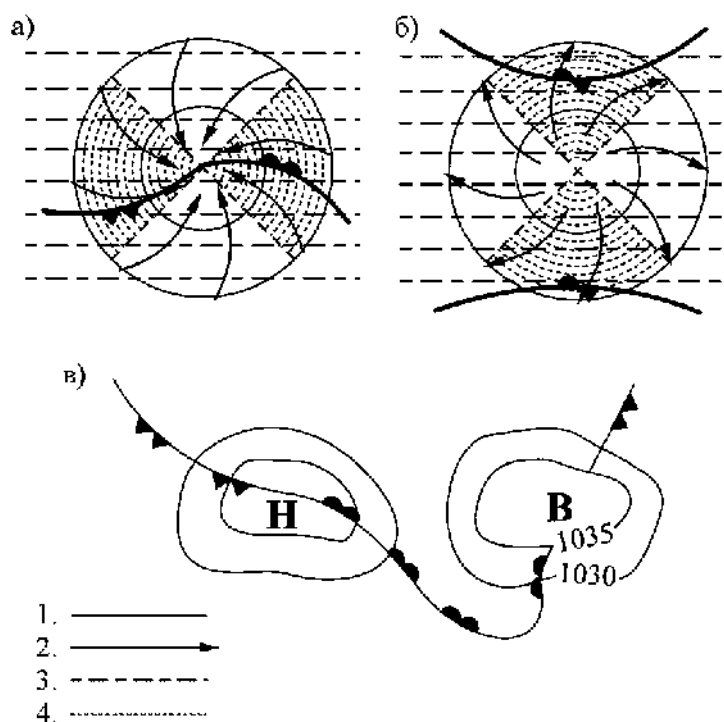


Рис. 10.2 Графический анализ: циклон, антициклон

Давайте постараемся понять, почему не любой участок циклона благоприятен для фронтогенеза. Поделим циклон на 4 равных сектора (рис. 10.2 а, два заштрихованных и два незаштрихованных сектора). Поле изотерм стандартное (показано пунктиром), стрелочками обозначено поле циркуляции (в приземном слое, с учетом влияния силы трения).

Можно увидеть, что в западном и восточном секторах циклона (где поток параллелен изотермам) наблюдается конвергенция потоков, т.е. есть условия для фронтогенеза (поэтому сектора заштрихованы), через них и проходит фронт. Фронт не

проходит через северный и южный сектора циклона (хотя там тоже есть конвергенция потоков) из-за перпендикулярности изотерм потоку, в этих секторах есть условия для фронтолитического эффекта.

Именно из такого термобарического поля и следует, что фронты чаще всего проходят через западную и восточную часть циклона. Аналогичный анализ можно провести при любом расположении циклона, при этом нужно ориентироваться на положение изотерм: фронтогенетическими будут те сектора, где изотермы параллельны потоку, фронтолитическими - те, где изотермы перпендикулярны потоку.

В антициклоне (рис. 10.2 б) все будет наоборот - в западном и восточном секторе, где изотермы квазипараллельны потоку, за счет расходимости потоков изотермы будут удаляться друг от друга, градиент будет уменьшаться, и будет происходить фронтолиз. В северном и южном секторах угол между потоком и изотермами близок к 90 градусам, в результате этого, за счет дивергенции, скорость по потоку уменьшается, изотермы сближаются, возникают условия, благоприятные для фронтогенеза.

То есть, фронты чаще всего проходят через северную и южную часть антициклона.

На рис. 10.2 в) изображена близкая к реальной синоптическая ситуация – барическая пара циклон и антициклон. В циклоне фронт проходит через западный и восточный сектор, а если он будет пересекать антициклон, то будет прослеживаться на южной периферии и в центральной части. В западном и восточном секторе фронт размоется, и выйдет в северной периферии, где будут условия для его интенсификации.

Также нужно отметить, что обострению фронта в антициклоне способствует циклонический изгиб. Он еще больше усиливает конвергенцию, и приводит к возникновению, или обострению фронта.

До настоящего момента мы анализировали графически условия фронтогенеза и фронтолиза, но рассмотренные случаи были достаточно простыми. Сложные термобарические структуры графическим способом проанализировать бывает невозможно, и для объективной оценки фронтогенетических условий используются уравнения гидродинамики.

Гидродинамические условия фронтогенеза и фронтолиза.

Полная производная для градиента температуры (изобарическая система координат, τ – аналог вертикальной скорости):

$$\frac{dT_n}{dt} = \frac{\partial T_n}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T_n}{\partial x} + v \frac{\partial T_n}{\partial y} \right) + w \frac{\partial T_n}{\partial z} = \frac{\partial T_n}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_n}{\partial t} \right)_{\text{адв.}} + \tau \frac{\partial T_n}{\partial p}$$

- три слагаемых, отвечающих соответственно за локальный фронтогенез, адвективные изменения, вертикальное движение.

Адвективные изменения в понятие чистого фронтогенеза не входят, потому что это, по сути, перенос. Если градиенты в зоне фронта не увеличиваются, а фронт

перемещается из одного района в другой, то будет фронтогенез, но фронт при это может и развиваться, и ослабляться. Если нас интересует интенсивность фронта, чистая адвекция должна быть исключена.

Например, к нам перемещается фронт, в конкретной точке будет локальный фронтогенез, но при этом фронт размывается, то есть, индивидуальный будет фронтолиз. Аналогично, если в конкретной точке будет локальный фронтолиз, то фронт совершенно не обязательно, удаляясь, будет ослабевать - он может усиливаться.

По данным наблюдений мы оцениваем локальный фронтогенез, при прогнозировании же нужно всегда, отбрасывая адвекцию, наблюдать, что происходит в окрестности фронта - усиливается он, или ослабляется.

Перейдем к индивидуальному фронтогенезу:

Напомним, что $T_n = \frac{\partial T}{\partial n}$ - горизонтальный градиент температуры, где n — это перпендикуляр к изотермам, т.е. нормаль к фронту. Индивидуальный фронтогенез:

$$F_{\text{инд}} = \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{d}{dt} \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} = \frac{1}{T_n} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) \right]$$

Учитывая, что

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dT}{dt}\right)$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{dT}{dt}\right)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tau \frac{\partial}{\partial p}$$

$$\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$$

Получим

$$F_{\text{инд}} = \frac{1}{T_n} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right) \right] + \frac{1}{T_n} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) \frac{\partial \tau}{\partial x} + \right. \\ \left. \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g}\right) \frac{\partial \tau}{\partial y} \right] + \tau \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma}{\rho g}\right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma}{\rho g}\right) \right]$$

Получилось уравнение для индивидуального фронтогенеза, состоящее из трех слагаемых.

В первом слагаемом присутствуют только горизонтальные составляющие скорости u и v , производные также только по x и по y , то есть, это слагаемое отражает влияние на фронтогенез горизонтального термобарического поля (взаимное расположение потоков и изотерм).

Первое слагаемое

$$F_1 = \frac{1}{T_n} \left[T_x^2 \frac{\partial u}{\partial x} + T_y^2 \frac{\partial v}{\partial y} + T_x T_y \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right]$$

Чтобы его упростить, воспользуемся геострофическим приближением:

$$u = -\frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = \frac{9,8}{f} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (f - \text{параметр Кориолиса}). \quad \text{Тогда}$$

$$F_1 = \frac{9,8}{f T_n} \left[(T_x^2 - T_y^2) H_{xy} + T_x T_y (H_{yy} - H_{xx}) \right]$$

Где

$$H_{xx} = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \quad H_{xy} = \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} \quad H_{yy} = \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}$$

В натуральных координатах это запишется следующим образом:

$$F_1 = \frac{9,8}{f T_n} \left[\frac{H_{ms} \cos 2\varepsilon + \frac{1}{2} (H_m r - H_{mm}) \sin 2\varepsilon}{2} \right]$$

где ε – угол между изогипсой и изотермой, индекс m появился в натуральных координатах вместо привычного n , чтобы не было путаницы, так как n был задействован ранее (n – нормаль к изотерме, m – нормаль к изогипсе), r – радиус кривизны.

Фронтогенеза и фронтолиза при горизонтальном движении не будет, если $F_1 = 0$. В этом случае изогипсы прямолинейны (т. е. $r = 0$), изогипсы отстоят на равное расстояние друг от друга (градиент не меняется, значит, $H_{mm} = 0$), изогипсы параллельны ($H_{ms} = 0$).

То есть, если изогипсы прямолинейны, параллельны, и расстояния между ними равны, то в этом случае фронтогенеза и фронтолиза не будет ни при каких взаимных расположениях изогипс и изотерм.

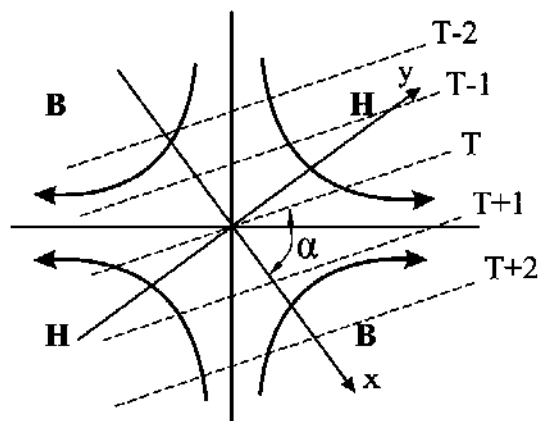


Рис. 10.3 Деформационное поле
103

На рис. 10.3 изображено деформационное поле. Наложим на него под произвольным углом изотермы, оси Ox и Oy направим, как показано на рисунке (они проходят через гиперболическую точку, ось Ox соединяет центры высокого давления, ось Oy соединяет центры низкого давления). Угол между осями координат и осями растяжения и сжатия равен 45° , α - угол между осью Ox и изотермами. В этом случае

$$T_x = T_n \sin \alpha, \quad T_y = T_n \cos \alpha, \quad H_{xy} = \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} = 0$$

Тогда

$$F_1 = -\frac{9,8}{2f} T_n \sin 2\alpha (H_{yy} - H_{xx})$$

В Северном полушарии $f > 0$. Наличие фронтогенеза или фронтолиза зависит от угла α , и от знака выражения, стоящего в скобках.

$H_{yy} < 0$ (это - лапласиан вдоль оси Oy , где завихренность отрицательная, а знак лапласиана совпадает с завихренностью), $H_{xx} > 0$ по аналогичным соображениям. Значит, выражение, стоящее в скобках, всегда отрицательно.

Таким образом, если $\sin 2\alpha > 0$, будет фронтогенез, если $\sin 2\alpha < 0$, будет фронтолиз.

Значит, фронтогенез будет, если $0^\circ < \alpha < 90^\circ$. Обозначая через β угол между осью растяжения и изотермой, получаем:

при $0^\circ < \beta < 45^\circ$ будет фронтогенез,

при $45^\circ < \beta < 90^\circ$ будет фронтолиз.

Итак, интенсивность фронтогенеза зависит:

- от угла α - чем он ближе к 90 градусам, тем фронтогенез будет интенсивнее,
- от градиента температуры – чем он больше, тем интенсивнее фронтогенез (здесь наблюдается нелинейная обратная связь)
- от глубины циклона и антициклона и близости их друг к другу (это влияет на значение выражения $H_{yy} - H_{xx}$) - чем более явно выражены циклон и антициклон, чем ближе друг к другу они расположены, тем интенсивнее будет фронтогенез.

Отметим еще одну интересную вещь: если в деформационном поле условия благоприятны для фронтолиза ($\beta > 45^\circ$), то помимо сжатия и растяжения происходит еще и поворот, и в какой-то момент изотермы повернутся так, что будет $\beta < 45^\circ$. То есть, нужно всегда потенциально рассматривать возможность возникновения фронта в деформационном поле.

Далее рассмотрим второе и третье слагаемое в уравнении фронтогенеза.

Направим ось x вдоль изотермы. Тогда

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial y} = -T_n$$

Получаем

$$F_2 + F_3 = -\tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a}{g} \right) - \frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y}$$

Используя уравнение состояния $p = \rho RT$, получим

$$-\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a}{\rho g} \right) = \frac{\gamma_a R}{g} T_n \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{p} = \frac{\gamma_a R}{g p} T_n$$

Тогда

$$F_2 + F_3 = \tau \frac{\gamma_a R T_n}{p g} - \frac{\gamma_a R T}{p g} \frac{\partial \tau}{\partial y}$$

Основной вклад в сумму дает первое слагаемое, отсюда следует, что нисходящие движения способствуют фронтогенезу, а восходящие – фронтолизу.

Второе слагаемое следует учитывать в случае, если вдоль оси y (направлении, перпендикулярном фронту) резко меняются вертикальные движения. Если в направлении холодной воздушной массы нисходящие движения уменьшаются ($\frac{\partial \tau}{\partial y} < 0$), это будет способствовать фронтогенезу, если в направлении холодной воздушной массы нисходящие движения усиливаются ($\frac{\partial \tau}{\partial y} > 0$), это будет способствовать фронтолизу.

В заключение скажем еще о некоторых дополнительных факторах, не вошедших в формулу для фронтогенеза (при ее выводе использовался целый ряд приближений), способствующих фронтогенезу или фронтолизу:

Дополнительные факторы, способствующие фронтогенезу или фронтолизу

- подстилающая поверхность - в приземном слое велико влияние трения, которое приводит к конвергенции в областях пониженного давления и дивергенции в областях повышенного давления. Трение способствует фронтогенезу в ложбинах и фронтолизу в гребнях. Влияние трения с высотой сильно ослабевает, поэтому на высотах фронты в антициклонах могут быть прекрасно выражены, но размыты у земли.
- орография - на наветренных склонах фронты обостряются, на подветренных склонах фронты размываются.
- испарение с поверхности - увеличение влагосодержания приводит к формированию более мощной облачности и выпадению более интенсивных осадков, поэтому интенсивность фронтов над морями и океанами, как правило, больше, чем над сушей. Конечно, не стоит забывать о том, что на интенсивность влияют еще и

конвективные процессы, которые лучше развиваются над сушей в результате радиационного нагрева.

- трансформация воздушных масс – в результате трансформации температура воздушной массы может меняться на 3-5 и более градусов за сутки. Если меняется температура воздушной массы, то будет меняться и градиент, а значит, и интенсивность фронта.

Если фронт движется по холодной поверхности, то в этом случае теплый воздух будет интенсивно выхолаживаться, контраст будет ослабевать, но максимальное охлаждение теплого воздуха будет происходить в приземном слое. При этом сформируется устойчивая стратификация - ослабнет перемешивание по вертикали, выхолаживание вверх будет распространяться слабо. Таким образом, при движении фронта по холодной поверхности фронты быстро размываются внизу и медленно размываются на высотах, то есть, в зимнее время фронты могут быть хорошо выражены в облачности и осадках, но слабо выражены в температуре.

Лекция 11. Теория Хоскинса.

Если в летнее время с более холодного океана воздух перемещается на теплую подстилающую поверхность, большей трансформации будет подвергаться холодная воздушная масса - она будет прогреваться, а температура теплой воздушной массы будет меняться незначительно.

Из-за прогрева подстилающей поверхности развивается термическая конвекция, которая приводит к увеличению турбулентности и к интенсивному перемешиванию. В результате, прогрев холодной воздушной массы распространяется на значительную толщу тропосферы, и контраст температуры уменьшается одинаково и у поверхности земли и на высотах, поэтому эффект ослабления фронта и ослабление фронтогенеза будет прослеживаться во всей толще тропосферы (но недолго – сутки-двое).

- радиационный фактор и фактор турбулентности - при различных радиационных условиях (в первую очередь речь идет об облачности) может также способствовать трансформации воздушной массы и влиять на контраст температур. Так как поток тепла идет от более теплых к более холодным слоям, то влияние радиационного фактора и радиационного потока тепла приводит к ослаблению фронтогенеза.

Аналогичные рассуждения применимы и для турбулентного фактора, например, поток тепла от поверхности из-за турбулентности будет также способствовать потеплению.

- переход фронта с моря на сушу (или с суши на море). Этот эффект непродолжителен по времени, как правило, проявляется только в первые часы после выхода фронта на континент (или на океан). Если холодный фронт переходит с моря на сушу днем в летнее время, то он будет обостряться, потому что суша теплее моря. У холодного фронта впереди идет теплая воздушная масса, которая, выйдя на сушу, получит дополнительный радиационный прогрев, в результате чего контраст температур, а значит, и интенсивность вытеснения теплого воздуха в вышележащие слои резко усилится - произойдет взрыв конвекции.

Если холодный фронт выходит на сушу ночью, то эффект будет обратный – контраст между воздушными массами будет не так велик, и будет наблюдаться ослабление конвекции.

При переходе фронта с суши на море в первые часы фронт будет ослабляться за счет уменьшения шероховатости подстилающей поверхности и за счет ослабления конвергенции потоков.

Стоит отметить, что при локальном прогнозе нужно учитывать не только такие крупномасштабные водные объекты, как море или океан, но и большие водоемы (озера и водохранилища). Когда фронт выходит на крупный водоем, он ослабляется, но за счет испарения (в теплое время года) будет происходить интенсивное насыщение воздушных масс влагой, и при выходе фронта на сушу произойдет взрыв конвекции - фронт после прохождения водоема окажется значительно интенсивнее, чем он был до прохождения водоема.

Теория Хоскинса.

Как говорилось ранее, единой теории фронтогенеза, которая могла бы полностью качественно и математически описать все многообразие процессов, происходящих на фронте, не существует.

В конце двадцатого века американскими учеными Хоскинсом и Холлингсвортом (B. J. Hoskins and A. Hollingsworth) была предложена новая теория, которая рассматривает фронтогенез как результат взаимодействия циклонической циркуляции с бароклинической зоной.

При подходе норвежской школы предполагается наличие двух воздушных масс, резко контрастирующих по своим условиям. Если есть условия для их сближения, будет фронтогенез, если они удаляются друг от друга, то градиенты всех характеристик уменьшаются, и наблюдается процесс фронтолиза.

В рамках теории Хоскинса не рассматривается начальное условие наличия двух воздушных масс с резко контрастирующими свойствами. Условия, которое важно и необходимо — это наличие бароклинической зоны. Предполагается, что градиенты температуры, соответствующие разрыву в поле температуры, а также некоторых других характеристик, создаются непосредственно циклонической циркуляцией.

То есть, нет зоны больших градиентов, есть градиент, имеющий порядок нескольких градусов на тысячи километров. И если в такую зону входят циклоническое возмущение, то своим циркуляционным полем оно может создать фронтальные зоны, то есть, привести к росту градиентов на порядок (за счет того, что, в определенных частях циклона деформация значительная и положительная).

Не только циклоническая циркуляция имеет фронтогенетический эффект. В квазигеострофической системе (к которой реальная ситуация в атмосфере значительно ближе, чем к геострофическому приближению) возникают так называемые циркуляции второго порядка малости — это вертикальные скорости и конвергенция и дивергенция агеострофического ветра. Здесь имеет место положительная обратная связь, которая и приводит к тому, что процесс фронтогенеза нелинеен.

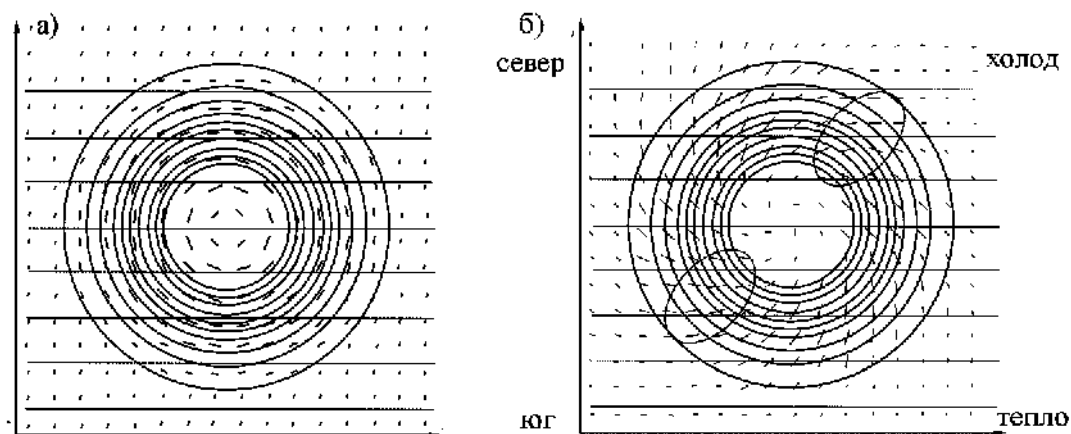


Рис. 11.1 Поля циркуляции и деформации циклонического вихря

На рис. 11.1 а) показан циклонической вихрь и соответствующая ему циркуляции, на рис. 11.1 б) показан тот же циклонической вихрь и соответствующее ему поле деформации. Максимальное значение деформации в таком циклоне положительно, максимальная деформация наблюдается в двух участках, выделенных овалами, то есть максимальная положительная деформация в таком циркуляционном поле (северное полушарие, циркуляция против часовой стрелки) локализована в юго-западном и северо-восточном секторах циклона.

Будем оценивать эффект фронтогенеза через изменение во времени горизонтального градиента температуры. Ранее мы получили квазигеострофическую систему уравнений для потенциальной, а не для абсолютной температуры, но в горизонтальной плоскости величина градиента потенциальной и абсолютной температуры будет одинаковой.

Уравнения притока тепла в квазигеострофической системе:

$$\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t} + \vec{v}_g \nabla \tilde{\theta} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 w$$

где

$$N_0 = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z}} - \text{частота Брента-Вайсяля (параметр устойчивости)}.$$

Индекс 0 означает, что мы берем эту частоту для покоящейся атмосферы.

$$\theta = \theta_{ref}(z) + \tilde{\theta}(x, y, z, t)$$

$\theta_0 = 300 \text{ K}$ - потенциальная температура в покоящейся атмосфере на уровне земли,

v_g - геострофический ветер,

w - вертикальная скорость.

То есть, в данном случае, изменение потенциальной температуры определяется адвекцией и вертикальным переносом.

Пока мы рассматриваем только геострофическую циркуляцию, далее перейдем к циркуляциям второго порядка. При геострофической циркуляции изменение полной производной от потенциальной температуры может быть записано следующим образом:

$$\frac{d_r \theta}{dt} = 0$$

Где

$$\frac{d_r}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y}$$

- полная производная в горизонтальной плоскости, без вертикальной компоненты.

Для простоты рассмотрим идеальную осесимметричную бароклинную зону (рис. 11.1). В этом случае

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0 \text{ и } \nabla \theta = \frac{\partial \theta}{\partial y}$$

Тогда

$$\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial u_g}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial v_g}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + u_g \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + v_g \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) = 0$$

Так как $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0$, второе и четвертое слагаемые равны нулю. Перепишем это равенство в виде

$$\frac{d_\Gamma}{dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) = - \frac{\partial v_g}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$$

и домножим его на $\frac{\partial \theta}{\partial y}$. Получим

$$\frac{d_\Gamma |\nabla \theta|^2}{dt} = -2 \frac{\partial v_g}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2$$

Из уравнения дивергенции для геострофического движения $\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0$ следует, что $\frac{\partial u_g}{\partial x} = - \frac{\partial v_g}{\partial y}$. Выражение для деформации выглядит следующим образом:

$$d_l = \frac{\partial u_g}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} = -2 \frac{\partial v_g}{\partial y}$$

Окончательно получаем

$$\frac{d_\Gamma |\nabla \theta|^2}{dt} = d_l \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2$$

- выражение для изменения во времени горизонтального градиента температуры.

Отсюда можно видеть, что при наличии геострофической циркуляции ее деформационное поле приводит к тому, что градиенты температуры растут там, где деформация растяжения положительная (растягивание вдоль оси растяжения), и градиенты температуры уменьшаются там, где деформация растяжения отрицательная (сжатие). Таким образом, полученное уравнение согласуется со сделанными ранее выводами.

Отметим, что мы рассматривали случай осесимметричной бароклинной зоны. В общем виде выражение выглядит так:

$$\frac{d_r |\nabla \theta|^2}{dt} = |\nabla \theta|^2 d \cos 2\beta$$

где

$d = \sqrt{d_l^2 + d_c^2}$ – полный оператор деформации, β – угол между осью растяжения и изэнтропой.

В циклоническом вихре с геострофической циркуляцией фронтогенетический эффект наблюдается в юго-западном и северо-восточном октанте, соответственно, рост градиентов будет наблюдаться именно в этих областях. Бароклинная зона уже не будет симметричной (рис. 11.2)

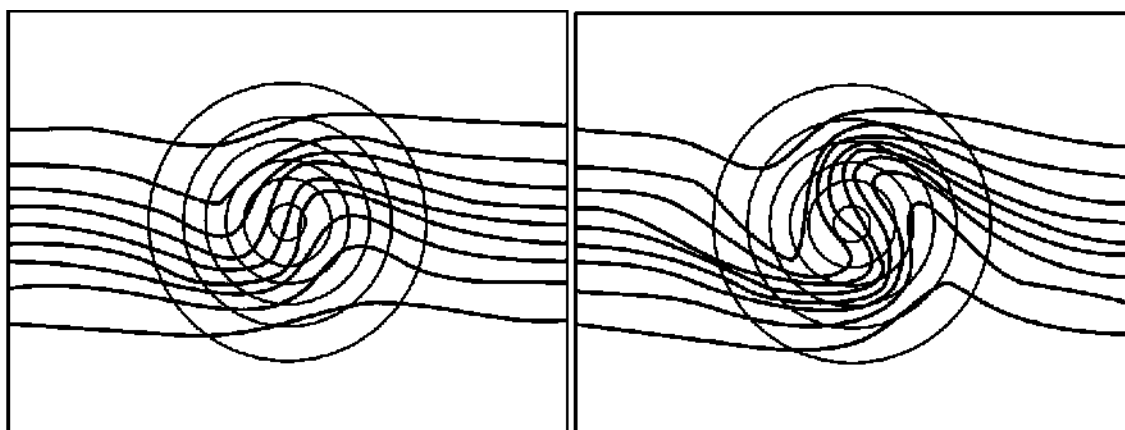


Рис. 11.2 Бароклинная зона

Под влиянием циклонического вихря начинают сгущаться изотермы в юго-западном и северо-восточном секторах.

В реальности, конечно, циклон не является идеальным круговым вихрем, но на реальных синоптических картах подобное сгущение изотерм прослеживается. Сгущение изотерм в юго-западной части соответствует сгущению изотерм за холодным фронтом, а сгущение изотерм в северо-восточной части соответствует сгущению изотерм перед теплым фронтом.

Стоит отметить, что, если в расчетах использовать только геострофическое приближение, градиенты будут намного меньше, потому что в реальности к эффекту геострофической циркуляции циклонического вихря добавляется эффект циркуляции второго порядка, т.е. речь идет не просто о взаимодействии циклона и бароклинной зоны, а о приспособлении атмосферы к деформации бароклинной зоны (чтобы сохранялся потенциальный вихрь и не нарушалась соотношение термического ветра, должны возникнуть циркуляции второго порядка, которые вернут систему в состояние равновесия).

Вспомним, как связаны между собой аномалия температуры, аномалия давления и аномалия завихренности. У поверхности земли циклонической завихренности и

отрицательной аномалии давления соответствует положительная аномалия температуры. Проследим это на конкретной карте:

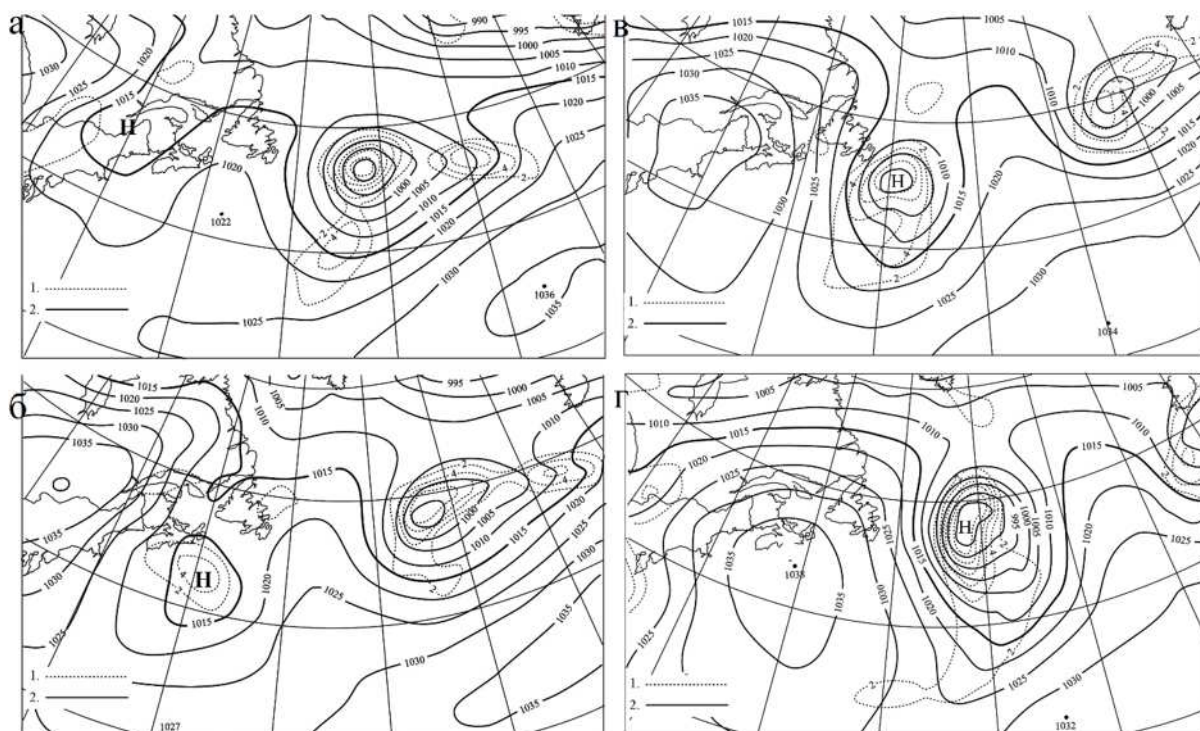


Рис. 11.3 Развитие циклонического вихря (пример)

На рис. 11.3 сплошными линиями показано давление, пунктирными линиями - относительная завихренность. Проследим, что происходит с циклоном.

Вначале никакой аномалии завихренности, далее циклон развивается и появляется соответствующая ему круговая аномалия завихренности, затем она вытягивается с севера на юг. Теплой аномалии соответствует вытянутая в том же направлении и локализованная в том же месте аномалия давления и аномалия завихренности.

Так как процесс деформации происходит квазиadiaбатически, то потенциальный вихрь постоянен.

Потенциальный вихрь складывается из аномалии статической устойчивости и аномалии завихренности. Аномалия температуры порождает аномалию потенциального вихря. Пространственно протяженной аномалии температуры будет соответствовать аномалия статической устойчивости, а узкой аномалии температуры (как в нашем примере) будет соответствовать узкая и интенсивная аномалия завихренности.

Если возникает аномалия температуры и вихря, то нарушается геострофическое и гидростатическое равновесие. Вернут систему в состояние равновесия циркуляции второго порядка, а именно, вертикальные движения и агеострофический ветер.

Еще вспомним, как соотносятся аномалии завихренности, давления и вертикальных движений. Аномалии давления соответствует положительная завихренность и положительная аномалия температуры. Перед аномалией возникают восходящие движения, за аномалией - нисходящие движения. Согласно уравнению дивергенции, в квазигеострофической системе под восходящими движениями должна быть конвергенция агеострофического ветра, а под нисходящими движениями - дивергенция агеострофического ветра. То есть, восходящие движения появляются перед положительной завихренностью.

Не стоит также забывать, что, по мере развития фронта, его размеры вдоль оси, перпендикулярной фронту, уменьшаются, и нужно учитывать агеострофическую адвекцию - мы не можем больше ей пренебрегать.

Получается достаточно сложная система уравнений, называемая семигеострофической. Мы не будем ее выводить, но выпишем одно из базовых уравнений этой системы. Уравнение

$$\frac{d_r |\nabla \theta|^2}{dt} = |\nabla \theta|^2 d \cos 2\beta$$

с учетом агеострофической адвекции преобразуется к виду

$$\frac{d_r |\nabla \theta|^2}{dt} = |\nabla \theta|^2 (\text{div } \vec{v}_{ag} + d \cos \beta)$$

Отсюда можно сделать следующий вывод: если доминирует геострофический ветер, то первым слагаемым в скобках можно пренебречь - деформация играет доминирующую роль. Если агеострофический ветер имеет тот же порядок, что и геострофический, то слагаемое с дивергенцией сохраняется. Фронтотенезу способствует конвергенция агеострофического ветра, фронтолизу - дивергенция агеострофического ветра.

Лекция 12. Теория Хоскинса (продолжение). ВФЗ.

Циклонической аномалии в атмосфере с однородным потенциальным вихрем у земной поверхности соответствует теплая аномалия с сохранением потенциального вихря. В этом случае завихренность положительная, угол θ положительный, давление отрицательное.

На уровне тропопаузы при циклонической завихренности и минимуме давления будет холодная аномалия.

Влияние формы аномалии температуры на соответствующую аномалию вихря:

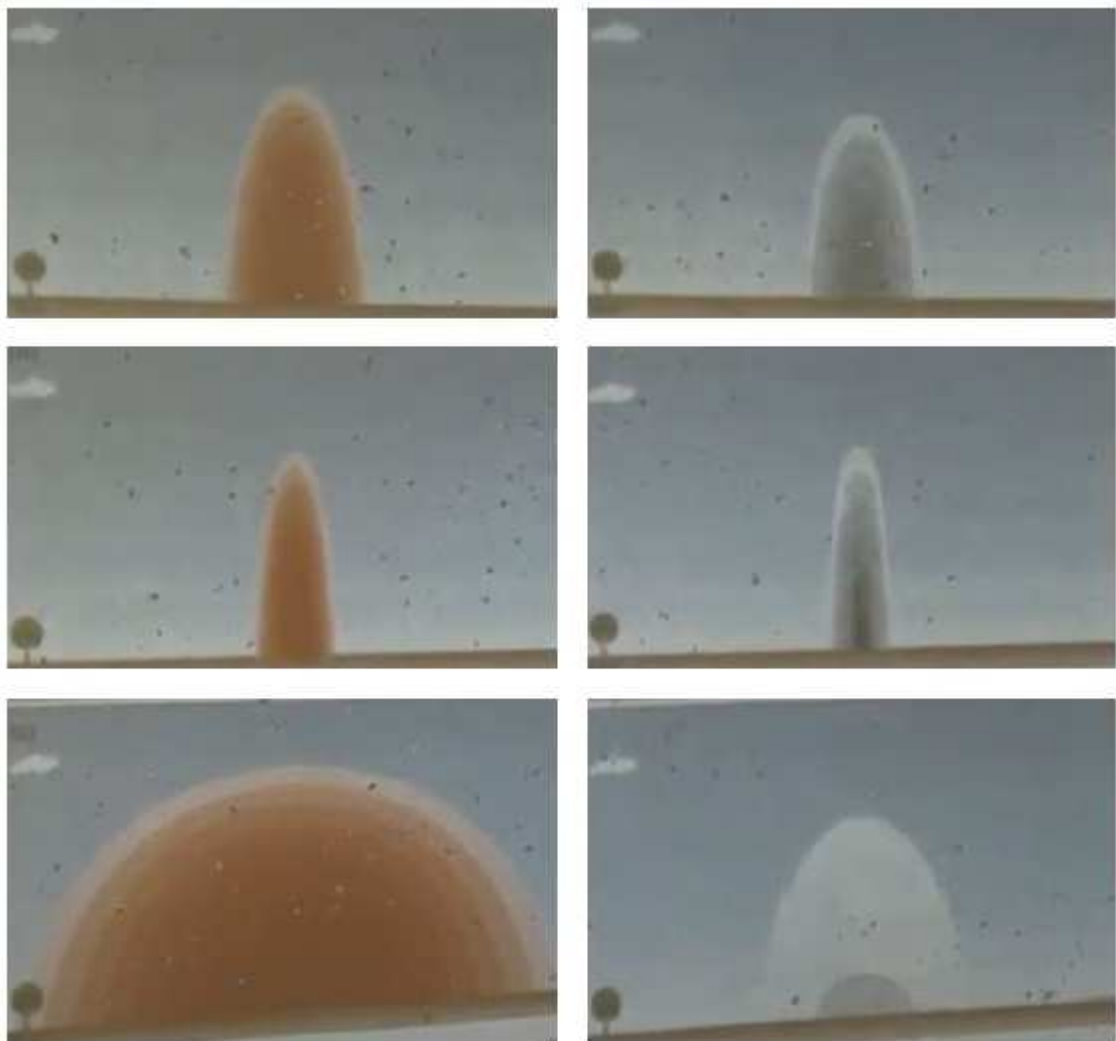


Рис. 12.1 Влияние формы аномалии температуры (слева) на соответствующую аномалию вихря (справа) в атмосфере с однородным потенциальным вихрем.

Во всех трех случаях амплитуда аномалии температуры составляет 10 К.

- а) Базовая аномалия.
- б) Аномалия в два раза уже, максимум вихря намного больше.
- в) Аномалия в два раза шире, максимум вихря слабовыражен.

Распределение циркуляций второго порядка в циклонической завихренности в атмосфере с однородным потенциальным вихрем:

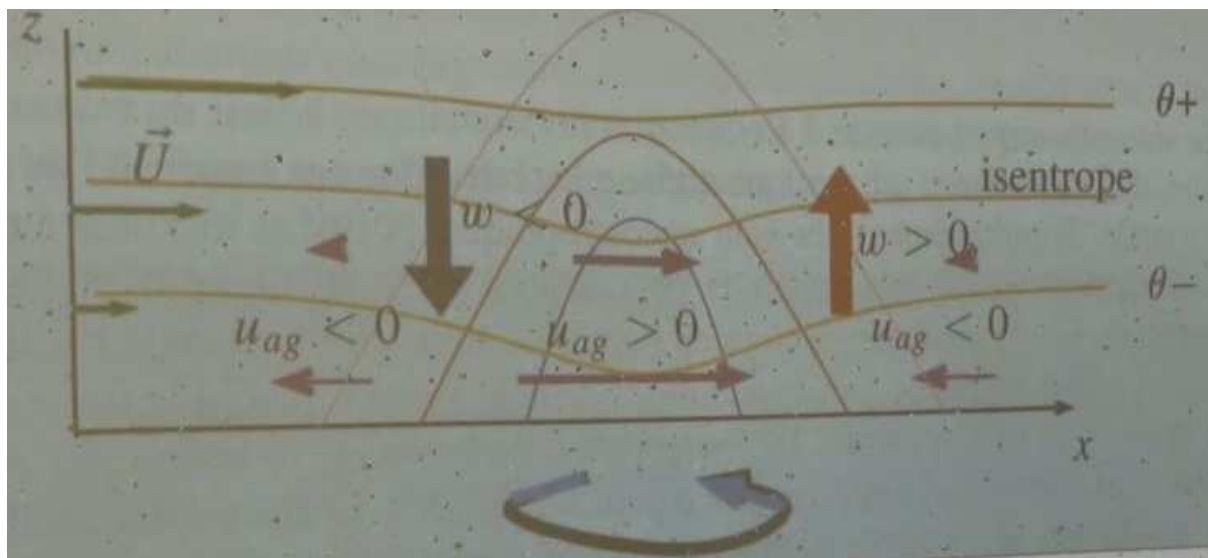


Рис. 12.2 Вторичные вертикальная и агеострофическая циркуляция, поддерживающие равновесие термического ветра (следовательно, гидростатическое и геострофическое) в случае циклонической аномалии у земли, наложенной на осесимметричную бароклинную зону.

Впереди положительной аномалии завихренности будет конвергенция и восходящее движение воздуха, в тылу - дивергенция и нисходящее движение воздуха.

Обратная связь в зоне фронта.

Теперь посмотрим, как происходит цикл обратных связей в зоне фронта с точки зрения уравнений квазигеострофической системы.

Для нас базовым соотношением, которое вытекает из геострофического и гидростатического приближения, является соотношение термического ветра. Через его нарушение мы и выводили необходимость существования циркуляций второго порядка.

Рассмотрим это соотношение в несколько упрощенном виде: возьмем фронтальную зону, которая параллельна оси Оу, и рассмотрим случай холодного фронта (рис. 12.3).

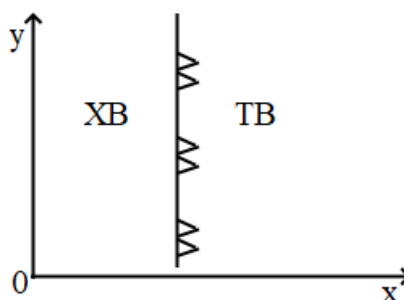


Рис. 12.3 Схема

Так как слева холодный воздух, справа – теплый, то в зоне фронта $\frac{\partial \theta}{\partial x} > 0$.
Так как фронт параллелен оси Oy, то $\frac{\partial \theta}{\partial y} = 0$.
Итак, у нас есть ветер, параллельный фронту, для него запишем соотношение термического ветра:

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f \theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

Вспомним три базовых уравнения квазигеострофической системы:

$$\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} = f v_{ag}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} = -f u_{ag}$$

$$\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t} + \vec{v}_g \nabla \tilde{\theta} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 w$$

Первые два уравнения – уравнения движения (дающие соотношение между геострофической и агеострофической циркуляцией), третье – уравнение притока тепла.

Путем некоторых преобразований этих уравнений мы получали выражение для соотношения термического ветра, которое выглядело следующим образом:

$$\frac{d\left(f \frac{\partial v_g}{\partial z}\right)}{dt} = -Q_1 - f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} \text{ - для первой части соотношения термического ветра,}$$

$$\frac{d\left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)}{dt} = Q_1 - N_0^2 \frac{\partial w}{\partial x} \text{ - для второй части соотношения термического ветра.}$$

Поскольку соотношение термического ветра должно соблюдаться, то левые части этих уравнений должны быть равны. Соответственно, должны быть равны и правые части, т.е.

$$N_0^2 \frac{\partial w}{\partial x} - f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} = 2Q_1$$

Также отмечалось, что, так как слагаемое Q_1 (геострофический форсинг) входит в правые части уравнений с противоположным знаком, то геострофическая циркуляция в квазигеострофической системе удаляет ее от состояния равновесия, и нужны циркуляции второго порядка, присутствующие в левой части (вертикальная скорость и агеострофический ветер), которые будут возвращать систему в состояние равновесия. Выражение для Q_1 :

$$Q_1 = -\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) = -f \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial z} \right)$$

Теперь перейдем к проблемам фронтогенеза (как и ранее, рассматриваем случай холодного фронта, фронтальная зона параллельна оси Oy). Как отмечалось ранее, здесь $\frac{\partial \theta}{\partial x} > 0$ и (т.к. происходит фронтогенез) с течением времени $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ увеличивается. Из соотношения термического ветра видно, что в этом случае должно выполняться $Q_1 > 0$:
у поверхности земли $w = 0$, поэтому

$$2Q_1 = -f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial z}$$

Посмотрим, выполняется ли у поверхности земли условие $Q_1 > 0$: в районе фронта западный ветер, максимальный геострофический ветер будет у поверхности земли,

$\frac{\partial u_{ag}}{\partial z} < 0$, значит, $Q_1 > 0$. Видим, что геострофический форсинг действительно способствует росту градиента температуры.

Далее, из уравнения

$$N_0^2 \frac{\partial w}{\partial x} - f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} = 2Q_1$$

получаем (так как $Q_1 > 0$ и $\frac{\partial u_{ag}}{\partial z} < 0$), что $\frac{\partial w}{\partial x} > 0$. То есть, вертикальные скорости растут в направлении оси Ox, поэтому восходящие движения наблюдаются перед фронтом.

Итак, перед фронтом имеем $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$. Тогда, из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial u_{ag}}{\partial x}$$

получаем $\frac{\partial u_{ag}}{\partial x} < 0$. То есть, под вертикальными восходящими движениями наблюдается зона конвергенции агеострофического ветра, которая способствует дальнейшему росту градиентов температуры.

В связи с добавлением агеострофической дивергенции уравнение для первой части соотношения термического ветра переписывается в виде:

$$\frac{d \left(f \frac{\partial v_g}{\partial z} \right)}{dt} = -Q_1 - f \left(f + \frac{\partial v_g}{\partial x} \right) \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} - f \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial z}$$

уравнение для второй части соотношения термического ветра переписывается в виде:

$$\frac{d \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)}{dt} = Q_1 - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial u_{ag}}{\partial x} - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z}$$

Используют обозначение

$$f \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial z} = - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z} = Q'_1$$

Видим, что слагаемое Q'_1 входит в правые части уравнений с противоположным знаком, то есть, агеострофическая адвекция также стремится нарушить соотношение термического ветра.

Посмотрим, росту или уменьшению градиентов в зоне фронта способствует Q'_1 :

вторая часть соотношения термического ветра:

у поверхности земли $w = 0$, поэтому слагаемое $\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z}$ равно нулю,

в зоне фронта $\frac{\partial u_{ag}}{\partial z} < 0$, $\frac{\partial \theta}{\partial x} > 0$, $\frac{g}{\theta_0} > 0$, поэтому слагаемое $-\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial u_{ag}}{\partial z}$ положительно.

Значит, Q'_1 способствует росту градиентов. То есть, конвергенция агеострофического ветра также способствует росту градиентов температуры.

В результате получаем следующую последовательность (о которой с помощью нестрогих рассуждений упоминалось ранее): деформационное поле геострофического циклонического вихря создает большие градиенты температуры, деформация бароклинной зоны вызывает сопутствующие аномалии давления и завихренности, которые, в свою очередь, вызывают циркуляции второго порядка (вертикальная скорость и агеострофический ветер). При этом, вертикальные скорости усиливаются, чтобы сохранился баланс термического ветра, что увеличивает конвергенцию агеострофического ветра, причем увеличивает ее именно там, где градиент температуры уже большой. В результате, максимальный рост градиентов температуры будет именно там, где уже возникли большие градиенты. То есть, возникает положительная обратная связь.

Сходные рассуждения применимы и для уровня тропопаузы (мы рассматриваем тропопаузу как непроницаемую “крышку”, там также $w = 0$).

В средней тропосфере такие рассуждения уже не применимы, слагаемое $\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_{ref}}{\partial z}$ не равно нулю, оно будет компенсировать воздействие Q_1 и Q'_1 . Поэтому в средней тропосфере нелинейного роста градиентов наблюдаться не будет.

Несколько замечаний

Как отмечалось выше, в зоне фронта $\frac{\partial w}{\partial z}$ растет. Вспомним формулу

$$\frac{d_2 \xi y}{dt} = (f + \xi) \frac{\partial w}{\partial z}$$

которая показывает, как относительная завихренность меняется со временем. Из нее видно, что чем больше $\frac{\partial w}{\partial z}$, тем быстрее растет завихренность. То есть, большие

значения завихренности — это тоже результат обратных связей, которые возникают в зоне фронта. Взаимосвязь вертикальной скорости с вихрем добавляет свой эффект в процесс фронтогенеза.

Также (что совсем не учтено ни в квазигеострофической системе, ни в семигеострофической, которая работает в адиабатическом приближении) в зоне фронта, как мы знаем, развиваются конвективные облака, в том числе, выделяется значительное количество скрытого тепла.

Этот источник тепла в свободной атмосфере ниже себя создает достаточно узкую положительную аномалию потенциального вихря, которая дает значительную аномалию циклонической завихренности (и наоборот, широкая аномалия потенциального вихря дает маленькую аномалию завихренности, зато интенсивную аномалию температуры, а значит, статической устойчивости).

То есть, выделение конвективного тепла создает узкую аномалию потенциального вихря, которая способствует еще большему росту относительной завихренности, которая, в свою очередь, создает аномалию вертикальных движений и т.д.

Таким образом, мы видим целый комплекс обратных связей, которые удивительным образом приводят к тому, что процесс фронтогенеза и образования зон больших градиентов температуры, начинавшийся благодаря только геострофической циркуляции циклонического вихря, лишь усиливается вследствие развития остальных процессов. В результате этого создаются разрывы в поле температуры, с градиентами, которые на порядок превышают существующие в средней бароклинной зоне.

Обобщая сказанное выше, можно видеть следующий сценарий развития атмосферного фронта:

Сценарий развития атмосферного фронта (согласно теории Хоскинса).

Согласно теории Хоскинса можно составить следующий сценарий развития атмосферного фронта: при вхождении циклонического вихря в бароклинную зону умеренных широт деформационное поле циклонической циркуляции и конвергенция агеострофического века являются причиной возникновения больших градиентов температуры в нижних слоях тропосферы, которые могут быть аппроксимированы на синоптической карте как разрыв температурного поля (или зона очень большого скачка), то есть, аппроксимированы линией фронта.

Весь ансамбль процессов фронтогенеза приводит к преобразованию градиента от величин порядка нескольких градусов на 1000 км до величин порядка десяти градусов на 100 км. Причем, в этой зоне сильных контрастов температуры возникает значительная аномалия положительной, то есть, циклонической завихренности. С точки зрения барического поля она оформлена как барическая ложбина. В зоне фронта возникает значительный сдвиг ветра, параллельного фронту, причем максимальные скорости локализованы перед фронтом. Также присутствуют восходящие движения перед фронтом, которые являются причиной формирования мощной облачности.

Резюмируя, можно сказать, что главное преимущество теории Хоскинса – это открытие более широких возможностей образования фронта: для его возникновения не обязательно наличие существовавшего ранее фронта, или стационарного фронта, или двух воздушных масс, или ранее существовавшей зоны больших градиентов. Оказывается, что циклонической вихрь механизмом своей циркуляции способен создать фронт.

Но у этой теории, безусловно, есть и свои недостатки: в частности, в рамках теории Хоскинса не описывается различие между системами облаков теплого и холодного фронтов (и различие между системами облаков внутри одного - холодного фронта) и возможность существования катафронтов с нисходящими движениями. То есть, эта теория лучше подходит для случая теплого фронта, или, с некоторыми оговорками, холодного фронта второго рода.

Таким образом, можно сказать, что есть целый ряд процессов, сопровождающих существование фронта и его развитие, которые в рамках этой теории не описываются. Например, холодный фронт второго рода и сопровождающие его конвекции, турбулентность и шкваловые явления — это явления мезомасштаба, где уже нельзя пренебрегать не только агеострофическим ветром, но и турбулентностью и конвекцией.

Для описания таких процессов существует либо полная модель, позволяющая вычислить любую характеристику, либо накопленный синоптический опыт и синоптические описания, которые позволяют путем анализа большого статистического материала, накопленного за значительный климатический период, описать процессы, не вошедшие в эту теорию фронтогенеза, базирующуюся на семигеострофической системе уравнений.

На этом мы заканчиваем говорить о приземных фронтах и начинаем обсуждать явления, которые тесным образом связаны с фронтами (по сути, являются их продолжением в средней и верхней тропосфере). Речь пойдет о высотной фронтальной зоне и еще об одном синоптическом объекте, непосредственным образом связанном с фронтами и с высотными фронтальными зонами - струйном течении.

Высотная фронтальная зона.



Рис. 12.4 Пример ВФЗ

Высотная фронтальная зона - объект планетарного масштаба (сверхсиноптического, его порядок – тысячи километров). Это зона сильного сгущения изогипс на картах абсолютной топографии, которая является переходной зоной между холодным циклоном и теплым антициклоном.

На рис. 12.4 изображен пример ВФЗ (500 гПа) - видны как сгущения изогипс (черные линии), так и сгущение изотерм (пунктирные линии). Также ВФЗ соответствует зона сгущения изотерм на картах относительной топографии.

ВФЗ, в отличие от приземного фронта — это комбинация термического и барического полей.

Критерием выделения ВФЗ, помимо сгущения изогипс, является контраст температуры в средней и верхней тропосфере (как правило, речь идет об H700, H500, H300). Контраст температуры должен превышать 8 градусов на 1000 км. В случае OT_{1000}^{500} — это градиент 16 геопотенциальных декаметров.

Как говорилось выше, ВФЗ имеет планетарный масштаб: по горизонтали – 3-10 тысяч км, ширина ВФЗ примерно 1-1,5 тысячи км. С высотой (особенно зимой) ширина ВФЗ уменьшается, и на H300 - H200 может составлять 300-600 км. Вертикальная мощность ВФЗ составляет порядка 10 км, но в зимнее время может захватывать не только тропосферу, но и нижнюю стратосферу, и простирается до высоты 14-17 км. Летом, в связи с тем, что в стратосфере происходит перестройка атмосферной циркуляции (зимой циркумполярный вихрь охватывает и тропосферу и стратосферу, летом в стратосфере формируется антициклон) примерно на высоте H100 ВФЗ размывается, ее вертикальная мощность становится меньше.

В ВФЗ сконцентрированы огромные запасы кинетической внутренней энергии — это является следствием больших контрастов температуры и атмосферного давления.

- Структура ВФЗ

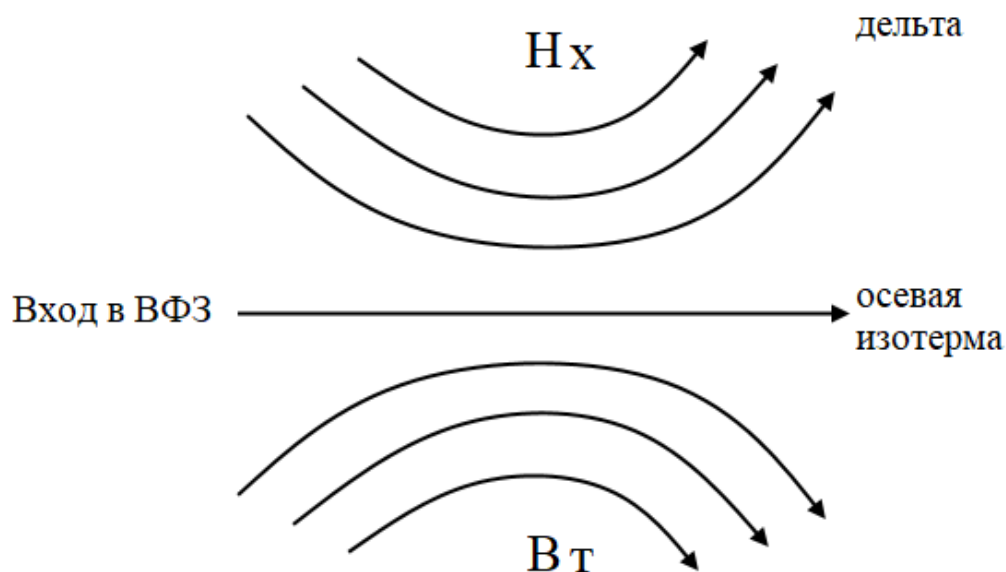


Рис. 12.5 Структура ВФЗ

На рис. 12.5 показана структура ВФЗ. Центральную изогипсу (или изотерму) называют осевой. Часть ВФЗ слева от оси (по направлению переноса) - циклоническая периферия, часть ВФЗ справа от оси - антициклоническая периферия. Также выделяют зону конвергенции изогипс - вход в ВФЗ и зону дивергенции изогипс - дельта ВФЗ.

- Форма ВФЗ
- Нормальная ВФЗ: в центральной части изогипсы прямолинейны, слева от оси (по направлению переноса) циклонический изгиб, справа – антициклонический изгиб (см. рис. 12.5).
- Циклоническая ВФЗ: для циклонической ВФЗ характерна структура, изображенная на рис. 12.6. Характерна для высотных тропосферных ложбин (лучше всего выражены над океанами).

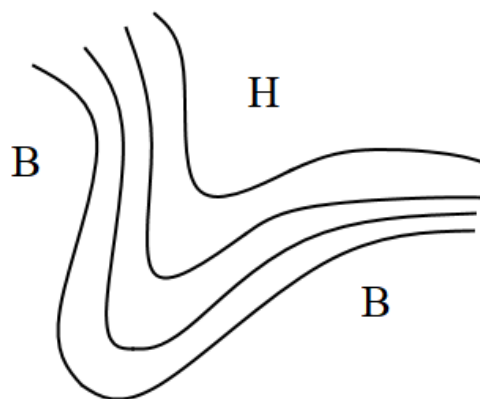


Рис. 12.6 Циклоническая ВФЗ

- Антициклоническая ВФЗ: для антициклонической ВФЗ характерна структура, изображенная на рис. 12.7. Характерна для верхне- и средне- тропосферных антициклонов.

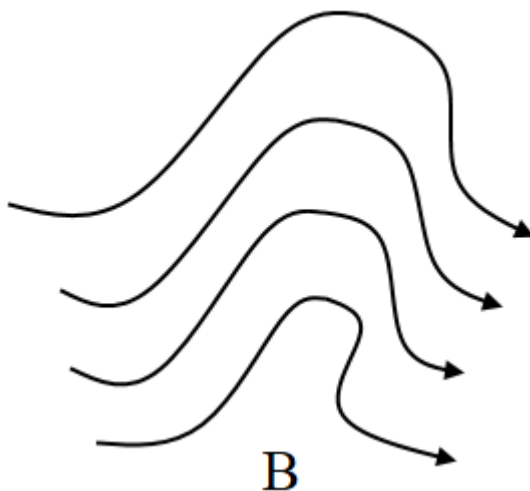


Рис. 12.7 Антициклоническая ВФЗ

Иногда еще выделяют т.н. тропическую ВФЗ, или ВФЗ в восточных потоках. Зона сгущения изогипс в восточных потоках обычно может наблюдаться только в тропиках, но в случае обращения меридионального градиента температуры, возникает восточная форма циркуляции, и тогда тоже может формироваться ВФЗ в восточных потоках.

Практически все ВФЗ имеют тесную связь с атмосферными фронтами - в нижней тропосфере ВФЗ и фронт плавно переходят друг в друга. Критерий их различения формальный - если градиент температуры порядка 10°C на 1000 км, мы говорим о фронте, если он становится меньше, мы говорим о ВФЗ. Тем не менее, не стоит забывать, что ВФЗ и фронт не тождественны между собой: фронт - это раздел между соседними воздушными массами, и проявляется он в первую очередь в поле температуры и влажности, а ВФЗ - это структура термобарического поля, в первую очередь, зона сгущения изогипс.

Бывают случаи несовпадения: фронт хорошо выражен на приземной карте, но ВФЗ над ним размыта (случай приземного фронта). Еще один случай (более вероятный) - когда на приземной карте фронт отсутствует (например, в случае континентального зимнего антициклона), а ВФЗ над ним достаточно хорошо выражена. Также, если фронты расположены близко, и параллельны друг другу, как правило, на приземной карте им соответствует одна ВФЗ.

- Причины образования ВФЗ

Существует две причины образования ВФЗ - термическая и динамическая.

- Термическая причина: широтные зоны имеют различный радиационный баланс, поэтому формируются значительные градиенты температуры, а значит, есть условия для увеличения этих градиентов и формирования ВФЗ.

- Динамическая причина: перемещение в средней и верхней тропосфере длинных планетарных волн Россби, которые формируют высотные ложбины и гребни (рис. 12.8)



Рис. 12.8 Волны Россби

На рис. 12.8 видны длинные волны Россби (как правило, имеют волновое число от 3 до 6). Эти волны перемещаются в общем западном переносе, происходит зональное распространение ложбин и гребней. Неоднородность и нестационарность их перемещения и создает в определенных участках либо зону сгущения изогипс, либо зону разрежения изогипс.

Формула для фазовой скорости волны Россби выглядит следующим образом:

$$c = u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}$$

Где c - фазовая скорость волны, u - скорость зонального потока, параметр β связан с угловой скоростью вращения волны формулой $\beta = \frac{2\omega \cos \varphi}{R}$ (φ - географическая широта, ω - угловая скорость вращения Земли, R - радиус Земли), L - длина волны.

Существует два случая возникновения ВФЗ:

- Первый случай - скорость зонального потока одинаковая на разных широтах: $u_1 = u_2$, волны имеют разную длину: $L_1 \neq L_2$. Естественным образом возникает сгущение изогипс и возникает ВФЗ.

-
- Второй случай - скорость зонального потока разная на разных широтах: $u_1 \neq u_2$, волны имеют одинаковую длину: $L_1 = L_2$. В этом случае также будет наблюдаться сгущение изогипс и формироваться ВФЗ.

Лекция 13. ПВФЗ. Струйные течения.

Планетарная высотная фронтальная зона

Обсудим еще один синоптический объект - планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ).

Если мы проанализируем карты абсолютной топографии верхних уровней тропосферы (как в Северном, так и в Южном полушарии), то обнаружим, что достаточно часто синоптическая ситуация складывается так, что в приполярных районах локализованы области пониженного давления (это тропосферный циркумполярный вихрь, который у поверхности земли разделяется на циклоны и антициклоны), а в субтропических и тропических широтах локализован пояс высокого давления.

Между ними возникает зона сгущения изогипс и изотерм, которая опоясывает практически весь земной шар. Это сгущение изогипс и изотерм между приполярными и субтропическими широтами и носит название планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ).

ПВФЗ может иметь различную структуру. Необходимо отметить, что именно с ПВФЗ начинается анализ синоптической ситуации при составлении прогноза погоды. Естественный синоптический период, на смене которых и базируется среднесрочный и долгосрочный прогноз, во многом опирается на определение типа и формы ПВФЗ по поверхности 500 гПа.

Когда меняется положение осевой изогипсы (его еще сравнивают со среднеклиматическим положением), когда происходит изменение формы, изменение степени зональности циркуляции и т.д. - по этим резким изменениям идентифицируют смену естественного синоптического периода.

Ветви ПВФЗ испытывают достаточно большие сезонные смещения, также ее положение может очень существенно меняться в более короткие временные отрезки (порядка суток). ПВФЗ наблюдается в очень широкой полосе широт (примерно от 25 до 75 градуса). Летом ПВФЗ смещается в более высокие широты (средний диапазон смещения составляет 10-15 градусов широты, т.е. порядка 1,5 тысяч км. Интенсивность ПВФЗ зависит от контраста температуры, поэтому интенсивность ПВФЗ летом почти в два раза меньше, чем зимой.

Ветвление и изменчивость ПВФЗ связаны с процессами цикло- и антициклогенеза и с длинными планетарными волнами Россби, но есть и обратная связь - положение и интенсивность ПВФЗ обуславливает районы наиболее вероятного образования новых циклонов и антициклонов.

Также стоит отметить, что существуют районы, где ПВФЗ терпит разрыв - там, где в силу сложившейся циркуляции возникает интенсивный межширотный обмен теплом, контраст температур может очень существенно выравниваться, и на значительных участках широтного круга может не наблюдаться сгущения изогипс, соответствующее ПВФЗ.

Как было сказано выше, в гидрометцентре России ПВФЗ используется для оценки режимов погоды, типов циркуляции и т.д. но в метеорологических центрах Европы этот термин применяется меньше, и в последнее время вместо него часто употребляют понятие зоны бароклинности (полоса широт, где существует значительный меридиональный градиент температуры). Абсолютного тождества между этими понятиями нет, потому что бароклинная зона в умеренных широтах присутствует всегда, а ПВФЗ на определенных участках может размываться. Зона бароклинности, в отличие от ПВФЗ, не имеет четких количественных критериев, к ней относятся все районы умеренных широт, где есть меридиональный градиент температуры.

Струйные течения

Далее мы переходим к обсуждению струйных течений - синоптическому объекту, который по механизму своего формирования неразрывно связан с атмосферными фронтами, с ВФЗ и с ПВФЗ.

Одно из базовых соотношений, которое обеспечивает гидростатическое и геострофическое равновесие — это соотношение термического ветра, которое связывает между собой изменение скорости ветра по вертикали с градиентом температуры ($\frac{\partial v}{\partial z} \sim \nabla T$).

Таким образом, если есть горизонтальный градиент температуры, то появляется сдвиг ветра с высотой. Соответственно, максимальные горизонтальные градиенты температуры наблюдаются в зоне атмосферных фронтов и в ВФЗ. При доминировании в умеренных широтах меридионального градиента температуры и западного переноса получается, что основной вклад дает меридиональный градиент температуры, который приводит к изменению зональной скорости ветра ($\frac{\partial u}{\partial z} \sim \frac{\partial T}{\partial y}$).

Что приводит к появлению поясов с очень высокими скоростями ветра? Дело в том, что если горизонтальный градиент температуры с высотой сохраняет свой знак, то термический ветер также будет с высотой сохраняться. То есть, если меридиональный градиент температуры сохраняет с высотой свой знак, то скорость ветра непрерывно будет расти, пока знак градиента не изменится, или градиент не будет близок к нулю. Поэтому максимальные скорости ветра достигаются под слоем обращения градиента, а таким слоем является тропопауза. То есть, максимальные скорости ветра будут наблюдаться под тропопаузой, и максимум будет приурочен к максимальным контрастам температуры.

Таким образом, можно сделать вывод, что в районе низкой бароклинной зоны (локализованной в тропосфере) в результате сохранения знака термического ветра от земли до тропопаузы возникают струйные течения, ось которых расположена вблизи тропопаузы (всегда под тропопаузой).

Струйное течение — это узкая зона сильных ветров большой горизонтальной протяженности в тропосфере и стратосфере, характеризующаяся значительными

градиентами скорости ветра в горизонтальной и вертикальной плоскости (сдвигами ветра) с одним или более максимумом скоростей.

Горизонтальные размеры струйного течения (вдоль потока) составляют тысячи километров, то есть, их горизонтальные размеры соизмеримы с размерами ВФЗ. Ширина струйного течения составляет в среднем 300-400 км, вертикальная мощность составляет от 2 до 4 км.

Чаще всего струйные течения локализованы в верхней тропосфере и нижней стратосфере на высотах от 9 до 12 км (есть исключения - определенные типы струйных течений могут быть обнаружены на других высотах, об этом речь пойдет далее). За границу струйного течения принимается изотаха 30 м/с (это пороговое значение появилось исторически - струйные течения изучались, в первую очередь, в связи с нуждами авиации, а 30 м/с — это приблизительно та скорость ветра, которая оказывает существенное влияние на полетную скорость судна). В среднем скорости в струйном течении составляют от 60 до 80 м/с, но могут и превышать 200 м/с (например, над Японскими островами). Вертикальные градиенты скорости превышают 5 м/с на 1 км, горизонтальные градиенты - порядка 10 м/с на 100 км.

Структурные элементы струйного течения:

Ось струйного течения – линия тока, которая проходит по максимуму скоростей.

Сердцевина струйного течения - узкая зона в центральной части струи (ее мощность по вертикали 1-2 км, по горизонтали 10-100 км), где скорости ветра практически не меняются.

То есть, в пределах сердцевины скорость не сильно отличается от скорости на оси струйного течения, а дальше идет резкое уменьшение скорости. Таким образом, струйное течение имеет двухслойную структуру.

Горизонтальная ось струи - пересечение струйного течения с определенной изобарической поверхностью.

Циклоническая периферия (холодная) - расположена слева от направления потока.

Антициклоническая периферия (теплая) - расположена справа от направления потока.

Несколько слов о истории изучения струйных течений: первые шаропилотные наблюдения, которые зафиксировали наличие больших скоростей в атмосфере, проводились еще в начале 20 века. В 1933 году венгерский ученый Годэ по шаропилотным наблюдениям зафиксировал скорость 50-55 м/с (это было прорывом – ранее считалось, что подобные скорости ветра не могут существовать в атмосфере).

Интересный факт – еще в 1920-х годах в Японии систематически наблюдали скорости ветра 70 м/с и более на высотах 9-12 км. Но невысокий авторитет японских ученых того времени и противоречие бытовавшим тогда научным воззрениям привели к

тому, что японцев обвинили в некорректной организации шаропилотных наблюдений и в неправильной обработке данных радиозондирования.

Во время Второй Мировой Войны при бомбардировках Японии возникали случаи исчезновения самолетов. Причина этого была в том, что американские самолеты летели бомбить Японию из Калифорнии, двигаясь как раз навстречу движению субтропического струйного течения. В результате неоднократного повторения таких случаев накопился достаточный фактический материал, который заставил признать наличие в атмосфере зон с очень высокими скоростями ветра.

Еще один интересный факт – во время Первой Мировой Войны фронтальное струйное течение привело к тому, что английские военные самолеты, вместо того чтобы долететь до Берлина, прилетели к Парижу. Спасло Париж только то, что летчики увидели Эйфелеву башню.

Таким образом, можно сказать, что струйные течения были открыты благодаря развитию авиации (особенно в годы Второй Мировой войны) и накоплению большого количества фактического материала. Сразу после войны, в 1947 году, эти результаты были обобщены и проанализированы американскими учеными Россби и Пальменом, ими был опубликован обзорный анализ, посвященный струйным течениям. Поэтому 1947 год считается датой открытия струйных течений.

Вначале было известно только субтропическое струйное течение, которое долгое время считалось единственным. По мере появления все большего количества данных наблюдений узкие зоны сильных ветров были открыты на разных уровнях тропосферы, а с появлением стратосферных наблюдений они были открыты и в стратосфере. Со временем понятие струйного течения распространилось на значительно более широкий класс объектов, и появились классификация струйных течений.

Классификация струйных течений

В первую очередь, струйные течения делятся на фронтальные (связанные с градиентами температуры на атмосферных фронтах и ВФЗ) и безфронтальные (не связанные явным образом с ВФЗ).

Фронтальные струйные течения

Связаны с арктической и полярной ВФЗ. Как говорилось ранее, они могут сливаться в единую систему - струйное течение умеренных широт.

Струйное течение арктического фронта наблюдается севернее 65° ш. на высотах 6-8 км, оно хорошо прослеживается на картах AT_{500} и AT_{400} . Скорости ветра в нем зимой достигают 60-100 м/с (летом почти в два раза меньше).

Полярнофронтальное струйное течение (называют также струйное течение умеренных широт) локализовано в полосе широт от 45 до 65 градуса и выше. Его характерная высота 9-12 км, т.е. его, как правило, выделяют по картам AT_{300} и AT_{200} . Скорость в нем в среднем составляет 80-100 м/с, но зимой может достигать и 130 м/с. Летом скорости снижаются до 60-70 м/с.

Максимумы интенсивности этих фронтальных струйных течений связаны с контрастом температуры на фронте, но могут усиливаться контрастами температуры подстилающей поверхности, поэтому максимальная интенсивность струи, как правило, достигается в районе побережья Северной Америки и Азии, т.е. там, где в зимнее время холодная суша соседствует с теплым океаном.

На сайте <https://www.ventusky.com/> полезно в режиме реального времени понаблюдать за движением струйных течений (300 гПа, 9 км).

Ось максимальных скоростей в струйном течении расположена, как правило, на 1-2 км ниже тропопаузы. Тропопауза в районе струйного течения претерпевает изгиб.

Главной особенностью фронтальных струйных течений является их очень большая пространственная и временная изменчивость. За период порядка 2-6 часов положение струи и величины скоростей в ней могут колебаться в очень больших пределах, поэтому на климатических картах обнаружить фронтальные струйные течения практически невозможно, они проявляются на синоптических картах.

Еще одна важная особенность - направление ветра во фронтальном струйном течении может быть любым. Конечно, преобладают ветра западного квадранта, но при меридиональном расположении ВФЗ это может быть северный, южный, и даже восточный ветер.

Также нужно отметить, что фронтальные струйные течения редко опоясывают весь земной шар.

Так как образование фронтальных струйных течений связано с атмосферными фронтами, то и локализация их связана с атмосферным фронтом и с циклоном, в пределах которого этот атмосферный фронт существует, причем эта локализация изменяется по мере эволюции фронтального циклона:

1) В начальной стадии (на стадии волны) струйное течение расположено на расстоянии 600-1000 км от фронта, ось струи параллельна фронту. Струя находится в холодной воздушной массе, ось струи практически не испытывает волнового искривления - волна практически незаметна, направление квазизональное, меридиональных компонент нет.

2) На стадии молодого циклона появляется волновое искривление, центр циклона приближается к оси струи, но струя продолжает оставаться в холодной воздушной массе.

3) После окклюдирования циклона ось струи смещается на южную периферию (окклюдированный циклон становится однородным температурным образованием, зона максимальных контрастов уходит на южную периферию циклона, сюда же перемещается и ось струи). При этом, в направлении струи появляется четко выраженная меридиональная компонента (т.е. в тыловой части - значительная северная компонента, в передней части - значительная южная компонента), появляется сильный меридиональный изгиб. Центр циклона находится слева по потоку от струйного течения.

4) Стадия разрушения циклона - как правило, струя разделяется на несколько потоков (обычно на два), скорости в ней значительно уменьшаются.

Погода во фронтальном струйном течении

Теперь несколько слов о погоде во фронтальном струйном течении. Погода, как правило, безоблачная, либо могут наблюдаться облака верхнего и среднего яруса. Эти облака могут указывать на существование струи, потому что их форма очень быстро меняется. В частности, *Cirrus uncinus* при попадании в зону струи вытягиваются вдоль нее, и за счет больших сдвигов ветра у них появляются когтевидные изгибы. Перистые облака, как правило, имеют форму длинных полос, которые вытянуты вдоль оси струи.

Когда кучево-дождевые облака достигают уровня струйного течения, их вершины смещаются в струе вперед по потоку, и образуется хорошо известное явление наковальни (хотя в синоптической практике чаще всего наковальня рассматривается как признак того, что кучевое облако перешло из стадии *Cumulus congestus* в *Cumulonimbus*, это связано с тем, что струйное течение располагается на высотах порядка 9-12 км, а в умеренных широтах это явно выше, чем уровень образования ледяных ядер).

Все остальные струйные течения, о которых мы с будем говорить, относятся к типу безфронтальных (не связанных явно с ВФЗ).

Безфронтальные струйные течения

Субтропическое струйное течение западного направления

Часто, когда говорят о струйных течениях, имеют в виду именно его, также очень часто данное течение называют субтропической струей. Такое сокращение связано с тем, что именно это струйное течение было открыто первым, именно в этом струйном течении наблюдаются максимальные в земной атмосфере скорости ветра, именно это струйное течение обладает максимальной устойчивостью - оно практически всегда целиком опоясывает земной шар как в Северном, так и в Южном полушариях. Данное течение наблюдается ежедневно на высоте от 9 до 12 км, именно поэтому его можно обнаружить не только на синоптических, но и на климатических картах.

Локализация течения по полушариям несколько различается - в Северном полушарии от 20 до 35° с.ш., в Южном полушарии от 20 до 30° ю.ш. Интенсивность его выше зимой, когда больше температурный контраст экватор-полюс, в летнее время иногда бывают разрывы, особенно в Северном полушарии, где больше неоднородностей подстилающей поверхности.

При этом в Северном полушарии зимой максимальные скорости достигают 400-500 км/ч (летом в два раза меньше, таким образом, средняя скорость 200-300 км/ч).

Интересно отметить, что в Северном полушарии и интенсивность и локализация меняются очень сильно, намного сильнее, чем в Южном полушарии. В Южном полушарии интенсивность струи и летом и зимой практически одинакова.

Средняя высота локализации субтропического струйного течения - 12 км (может опускаться до 9 км).

Еще одно различие субтропической струи в Северном и Южном полушарии - большая сезонная миграция в Северном полушарии. Летом струя уходит севернее Тибетского нагорья, зимой она уходит южнее Тибетского нагорья, в результате над Азией смещение составляет порядка 20 градусов широты, т.е. около 2000 км - в других районах этого не наблюдается. Это является результатом образования летом Тибетского антициклона над прогретой подстилающей поверхностью, которая поднята вверх на высоту 7 км.

В субтропическом струйном течении прослеживаются три максимума скоростей. Первый (и главный) максимум локализован в районе восточной оконечности Евразии, в районе Японских островов. Второй максимум расположен в районе Северной Сахары. Третий максимум находится в районе Мексиканского залива.

Легко видеть, что все три максимума связаны с большим контрастом между сушей и морем (холодная Евразия и теплый Тихий океан, относительно холодная Европа и теплая Сахара, холодная Северная Америка и теплый Мексиканский залив). Во всех этих районах существующий контраст температур создает дополнительные ускорения термического ветра.

Так как эти температурные контрасты максимально выражены в зимнее время, то и очаги максимальных скоростей тоже прослеживаются зимой. В Южном полушарии контрасты температуры выражены значительно меньше.

Несмотря на то, что субтропическое струйное течение было открыто первым, единой теории его формирования и образования до сих пор нет. Вначале предполагалось, что это реализация соотношения термического ветра, и субтропическая струя локализована в тех районах, где наблюдаются максимальные меридиональные градиенты температуры. Но против этого говорят следующие доводы: во-первых, в зоне бароклинности температура меняется достаточно быстро от 20 градуса широты до 50 градуса широты – непонятно, почему струя существует именно на 25 или 35 градусе, во-вторых, струя продолжает существовать, когда в бароклинной зоне достаточно равномерный градиент.

Позже выяснили, что существуют фронтальные струйные течения, связанные с ВФЗ, но субтропическая струя к конкретным циклонам и фронтам не привязана – она есть всегда.

Одна из теорий связывает формирование субтропической струи со слиянием двух крупномасштабных потоков — это западный перенос умеренных широт по периферии циркумполярного вихря и поток от субтропического антициклона Южного полушария, который пересекает экватор и сливается с западным потоком.

Так происходит над Евразией (над Индийским океаном), в некоторой степени над Африкой, при слиянии потоков разных полушарий над Тихим океаном никакого

перетекания через экватор не происходит, а струйное течение над Тихим океаном существует, то есть, эта теория полностью не объясняет происхождение субтропической струи.

Еще одна, более поздняя, теория связывает существование субтропической струи с квазистационарными аномалиями завихренности на разных широтах. Между положительной завихренностью на севере и отрицательной завихренностью на юге возникает сходимость потоков и увеличение скоростей ветра. Эта теория также полностью не объясняет происхождение субтропической струи, так как квазистационарные аномалии не охватывают всего земного шара, в отличие от струи.

Сейчас предпринимаются попытки объяснить существование субтропической струи, опираясь на различный радиационный баланс полярных и тропических широт и наличие общего меридионального градиента температур экватор-полюс.

Стоит также отметить, что, в отличие от полярного струйного течения, в районе субтропической струи тропопауза практически всегда претерпевает разрыв (за счет очень больших сдвигов ветра) - прослеживается две тропопаузы: на высоте порядка 10 км лежит умеренная тропопауза, а на высоте порядка 15-16 км лежит тропическая тропопауза. Ось струйного течения расположена в районе этого разрыва, между двумя тропопаузами.

Лекция 14. Струйные течения (продолжение).

Продолжаем обсуждение струйных течений.

Верхнетропосферное приэкваториальное струйное течение восточного направления.

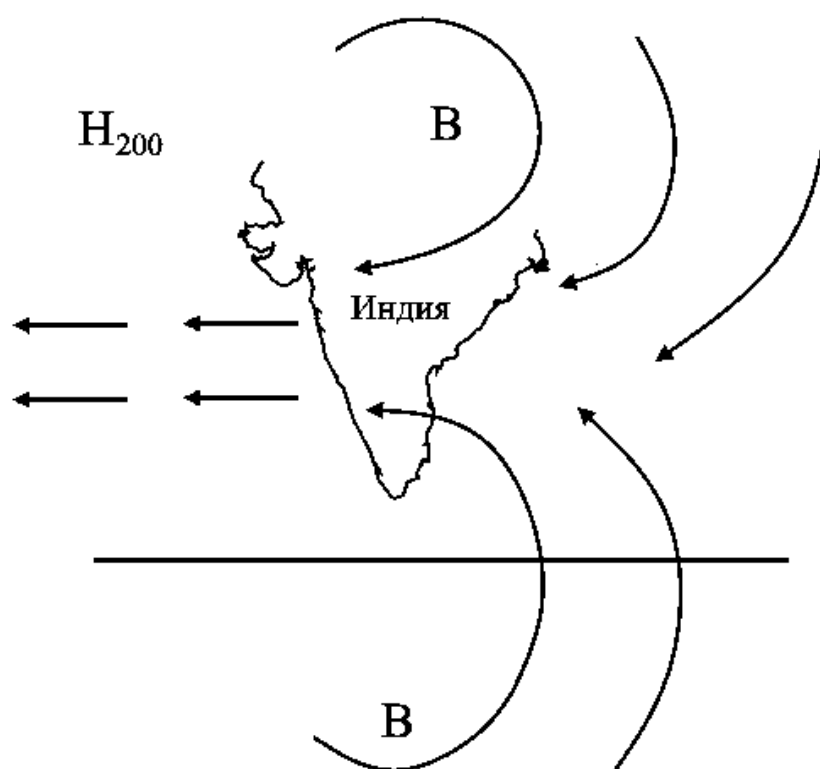


Рис. 14.1 Верхнетропосферное приэкваториальное струйное течение восточного направления

Прослеживается на тех же высотах, что и субтропическое струйное течение западного направления (от 12 до 16 км), так же характеризуется значительным сезонным смещением по широте - в июле локализовано в районе $12 - 15^{\circ}$ с.ш., в переходные сезоны - на экваторе, в январе локализовано в районе $5 - 8^{\circ}$ ю.ш.

Его проникновение в Южное полушарие несколько меньше, чем в Северное - этому способствует наличие прогретой летом Евразии, в частности, полуострова Индостан. Интенсивность восточного ветра в этой струе значительно меньше, чем интенсивность западного потока в субтропическом течении - средние скорости составляют 20-28 м/с.

Данное струйное течение прослеживается фрагментарно - область его локализации совпадает с районами формирования экваториальной воздушной массы - это практически все Восточное полушарие, от Гвинейского залива почти до линии смены дат; второй очаг струи существует над Южной Америкой, от побережья Эквадора до Атлантики.

Механизм образования: данное струйное течение существует в районах, где идет максимальный поток явного и скрытого тепла в тропосферу - тропосфера прогревается, и по обе стороны от экватора формируются высокие антициклоны (рис. 14.1). По экваториальной периферии этих антициклонов возникает слияние потоков и формирование восточного течения.

Рассматриваемое течение тесно связана с муссонной циркуляцией - летом Северного полушария максимальные скорости наблюдаются в районе Индийского муссона, зимой Северного полушария - в районе Австралийского муссона.

Максимум этой струи наблюдается над континентами летом - этому способствует интенсивный прогрев континентов в летнее время и термический ветер, который формируется в зоне больших контрастов континент-океан (в отличие от умеренных широт, где максимальные температурные контрасты наблюдаются в зимнее полугодие).

Данное струйное течение тесно связано с явлением Эль-Ниньо - за счет аномального прогрева Тихого океана в период Эль-Ниньо вся система циркуляции, которая типична для Индийского океана и района Индонезии (т.е. для районов, где происходит максимальный прогресс поверхности) смещается на 2-3 тысячи км на восток и развивается над Тихим океаном.

Здесь в результате выброса большого количества тепла от аномально теплой поверхности в атмосферу формируются серия высотных антициклонов, и между ними развивается хорошо выраженный восточный поток, который распространяется в аномальную для него зону - на Тихий океан (обыкновенно над Тихим океаном господствует западный перенос).

Также можно отметить, что зона локализации и распространения рассматриваемой восточной струи практически идеально совпадает с зоной экваториальных нижнетропосферных западных ветров - ветра восточного направления (пассаты) существуют в районах, где на высотах доминируют западные ветры, а в районах с прогретой поверхностью формируется экваториальная зона западных ветров, над которой развиваются восточные ветры - такой механизм формирования западных и восточных ветров отражает двухслойную структуру тропической тропосферы.

Перейдем к рассмотрению следующего струйного течения.

Низкоуровенное кросс-экваториальное струйное течение южного направления (Сомалийское, течение Финдлейтера).

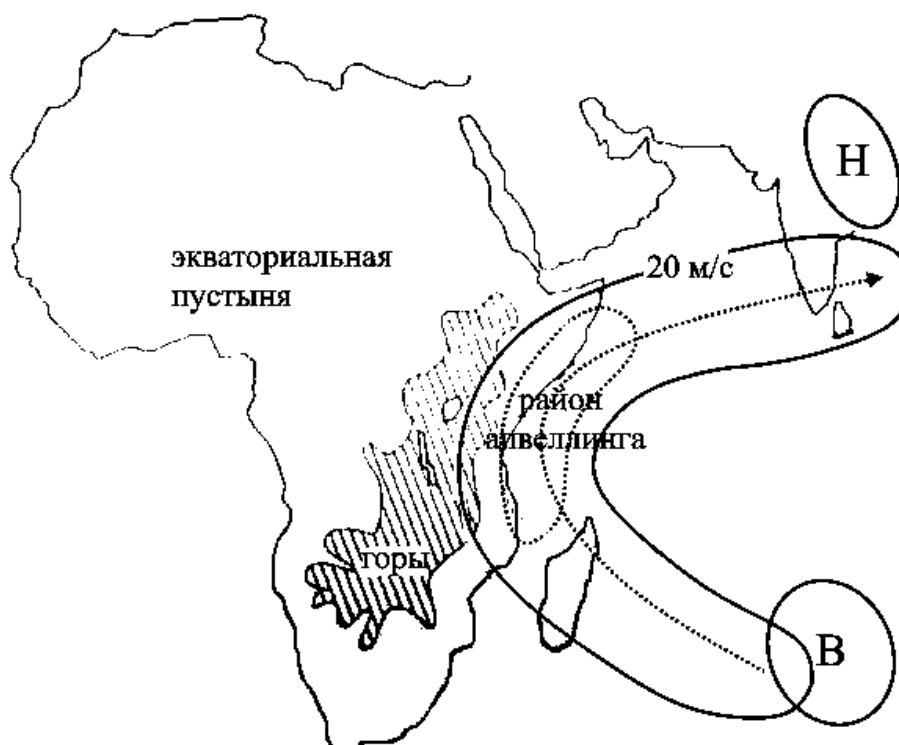


Рис. 14.2 Течение Финдлейтера

Данное течение уникально тем, что это единственное низкоуровенное струйное течение - высокоскоростная струя прослеживается в нижней тропосфере (можно проследить на картах AT_{850} и AT_{700}) на высотах от 1,5 до 3 км. Исчезновение течения происходит примерно в районе поверхности 500 гПа. Скорости в этом струйном течение могут достигать 40 м/с (в среднем они меньше - порядка 20 м/с) - больше нигде на Земле на такой высоте не наблюдается столь больших средних скоростей ветра.

Течение Финдлейтера существует в летнее полугодие, когда развивается летняя муссонная циркуляция, но бывают и перебои (известно, что муссон характеризуется значительной изменчивостью, и в периоды перебоя Индийского муссона это течение также исчезает).

В районе образования течения Финдлейтера действует целый ряд факторов, которые приводят к образованию высоких скоростей ветра.

Формирование механизма летнего Индийского муссона (и, соответственно, течения Финдлейтера):

В Южном полушарии расположен антициклон (Южно-Индийский антициклон, или антициклон острова Маврикий). По его внеэкваториальной периферии ветры устремляются на северо-запад, дойдя до Африки поворачивают на северо-восток, и устремляются к области пониженного давления - муссонной индийской депрессии, которая формируется в летнее время в результате прогрева Евразии – это механизм

формирования муссона (наличие барического градиента с высоким давлением над более холодным океаном, и с низким давлением над прогретым континентом), см. рис. 14.2.

Но этого недостаточно для формирования струи с такими скоростями ветра (существует похожий перепад давления и температуры в районе Гвинейского залива, но ничего похожего там не наблюдается).

Какие еще причины способствуют образования высоких скоростей ветра:

- Первая причина - формирование в районе восточной оконечности Аравийского полуострова т. н. стартового циклона, разгоняющего муссон. Примерно в конце апреля - начале мая над Оманским заливом и в прибрежных районах формируется область пониженного давления. На ее экваториальной периферии появляются западные ветры.
- Вторая причина - у побережья Сомали существует зона апвеллинга (см. рис. 14.2) – район, где ветра отгоняют поверхностные воды от континента. Это приводит к тому, что снизу поднимается более холодная вода, в результате чего в этом районе формируется зона с низкими температурами поверхности. В результате возникают очень большие контрасты температуры между холодным Индийским океаном и перегретой Сахарой, и возникает термический ветер, который приводит к увеличению скоростей ветра.
- Третья причина - своеобразие рельефа. В районе течения Финдлейтера на побережье Африки расположено высокое Эфиопское нагорье, которое не дает потоку устремляться в направлении африканского континента. Упираясь в горы, поток поворачивает и устремляется в сторону Индии. В районе поворота наблюдается сходимость линий тока, что также способствует усилению ветра.

Также стоит отметить еще одну вещь – в районе струи над холодными водами внутритропическая зона конвергенции размывается - здесь нет интенсивной конвекции, нет восходящих потоков, что способствует возникновению кросс-экваториального течения - перетекание воздуха из одного полушария в другое.

Все вышеперечисленные факторы в совокупности приводят к формированию уникального объекта - низкоуровневой струи с очень высокими скоростями ветра.

На этом мы заканчиваем изучение тропосферных струйных течений и переходим к стратосферным струйным течениям.

Летнее стратосферное струйное течение восточного направления

Ось этого течения располагается в районе 40 – 45° с.ш. Максимальные скорости наблюдаются на высоте 30-40 км и колеблются в районе 30-50 м/с.

Формирование этого течения связано с образованием летнего стратосферного антициклона, который в свою очередь возникает в результате наличия в стратосфере озонового слоя.

Станция	Среднемесячные температуры в стратосфере			
	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Сев. полюс	-77	-47	-38	-54
Архангельск	-70	-54	-42	-54
Москва	-68	-56	-45	-57
Ростов-на-Дону	-62	-56	-48	-55
Тбилиси	-55	-55	-50	-55

Таблица 14.3. Среднемесячные температуры

Летом над околополярными районами происходит полная перестройка атмосферной циркуляции. Начинается перестройка в марте-апреле, когда к Северному полюсу начинает поступать солнечная радиация. В результате взаимодействия квантов света с озоном происходит поглощение озоновым слоем ультрафиолетовой радиации и нагрев.

В таблице 14.3 содержатся данные по среднемесячным температурам.

В январе температура плавно возрастает от высоких широт к более низким – наблюдаем нормальный отрицательный температурный градиент. Такому распределению температуры соответствует низкое давление на севере и высокое на юге – при таком распределении давления формируется западный поток.

В апреле формируется обратный температурный градиент – полюс теплее, чем более высокие широты. Начинается перестройка температурного поля.

В июле уже четко виден обратный градиент – от полюса к субтропикам температура убывает, этому соответствует обратное распределение давления – над полюсом формируется область повышенного давления – стратосферный антициклон.

В октябре приток солнечной радиации уменьшается, и происходит обратная перестройка поля температур. Октябрь – переходный сезон, когда практически отсутствуют градиенты температуры над всеми умеренными и полярными широтами Северного полушария.

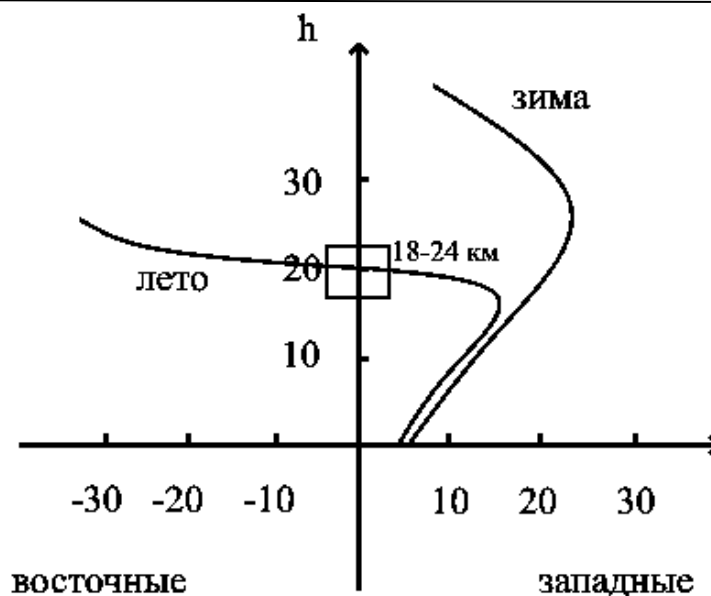


Рис. 14.4 Зависимость направления и скорости ветра от высоты

На рис. 14.4 изображена зависимость направления ветра от высоты (ось абсцисс — скорость ветра, ось ординат — высота). Скорость ветра (за счет термического ветра) плавно возрастает примерно до высоты 18 км, затем скорость ветра несколько убывает, но во всей тропосфере и нижней стратосфере зимой сохраняется западный перенос. В летнее время температура увеличивается, и летом видим уже другой профиль скоростей — в полосе высот от 18 до 24 км скорость ветра обращается в ноль — эта зона называется велопаузой. Дальше возрастают уже восточные ветры, по краю антициклонического образования возникает максимальная скорость ветра, и формируется струйное течение восточного направления.

Перейдем к рассмотрению следующего стратосферного струйного течения:

Зимнее стратосферное струйное течение западного направления

Также это течение называют полярным струйным течением, или струйным течением на краю полярной ночи.

Данное струйное течение локализовано в районе Северного полярного круга, наблюдается в период с декабря по март. Как понятно из названия, это струйное течение в некотором смысле противоположно летнему стратосферному струйному течению восточного направления, рассмотренного ранее.

Максимальные скорости ветра наблюдаются на высотах 25-30 км, и колеблются в районе 40-50 м/с. В отличие от восточного течения, которое очень устойчиво и практически всегда зонально, западное струйное течение не всегда зонально и отличается большой изменчивостью, так как связано с циклонической деятельностью в тропосфере.

Данное течение формируется на периферии циркумполярного вихря, который имеет свой максимум в стратосфере, но проникает в верхнюю, и даже в среднюю

тропосферу. Рассмотрим поверхность H300 (высота около 9 км). Циркумполярный вихрь может иметь три основных разновидности конфигурации изогипс:

1. Круговая

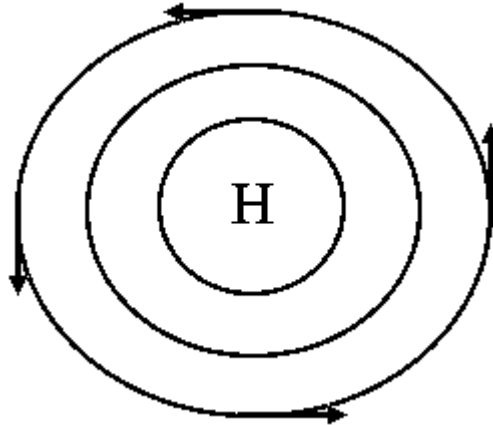


Рис. 14.5 Круговой циклон

В Южном полушарии именно такая форма циркуляции отмечается в 95% случаев, в Северном полушарии повторяемость кругового циклона всего 15%.

2. Овальная

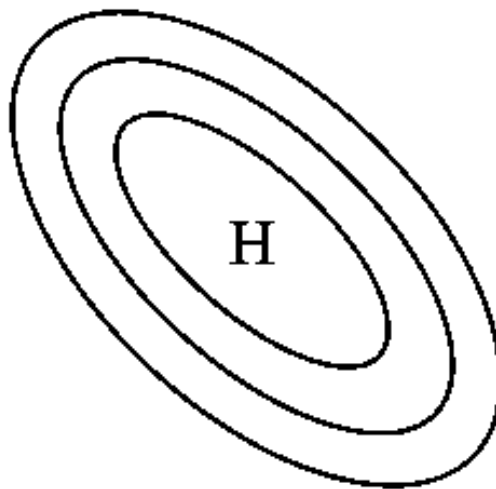


Рис. 14.6 Овальная структура

Такая структура более характерна для Северного полушария (повторяемость такой формы циркуляции около 50%). Вытянутость в двух направлениях — это две барические ложбины, которые вытягиваются в направлении холодной Евразии и холодной Северной Америки (в Южном полушарии нет холодных континентов в умеренных широтах, поэтому там преобладает круговая форма). В случае такой конфигурации у потока уже появляется значительная меридиональная составляющая.

3. Раздвоенная

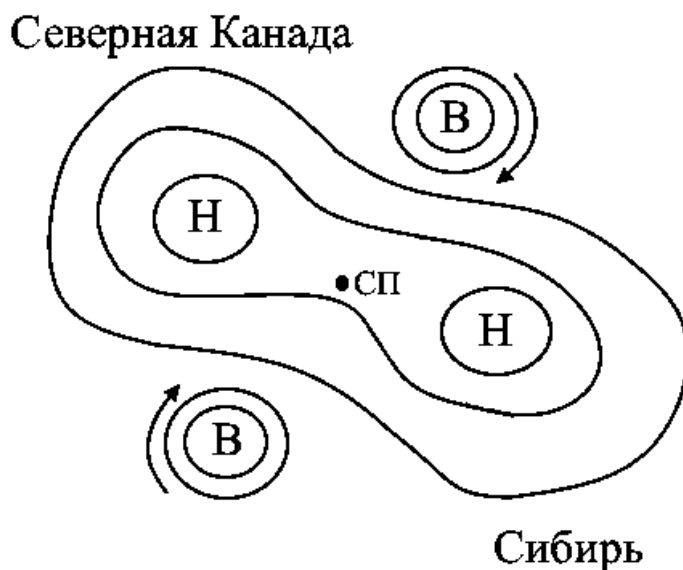


Рис. 14.7 Раздвоенный циклон

Такая ситуация возникает, когда над Канадой и Сибирью формируются самостоятельные центры пониженного давления. В Северном полушарии повторяемость такой формы циркуляции около 35% (естественно, в Южном полушарии такой формы циркуляции образовываться не может). В случае такой конфигурации у потока также появляется значительная меридиональная составляющая.

Интересный факт, связанный с течением на краю полярной ночи – относительно недавно открытое явление, происходящее в стратосфере, которое сейчас активно изучается - внезапное стратосферное потепление.

Внезапное стратосферное потепление

Согласно метеорологическому словарю, внезапное стратосферное потепление (ВСП) — это сильное и внезапное повышение температуры “взрывного” характера в полярной и субполярной стратосфере на 50, иногда более градусов, причем это повышение температуры сохраняется на протяжении нескольких (порядка 10) суток и наблюдается в зимнее полугодие.

При возникновении внезапного стратосферного потепления изменяется знак меридионального градиента температуры, вслед за ним меняется поле давления, то есть, возникает стратосферный антициклон, и по его периферии формируется восточный перенос (западное струйное течение исчезает и возникает типичный для лета восточный поток – происходит обращение циркуляции).

Возникает восточный перенос в верхней стратосфере, на уровне примерно 24 км, и распространяется вниз, к тропопаузе, при этом возвращение к нормальному зимнему западному переносу протекает значительно медленнее, поэтому потепление и называется внезапным.

Стратосферное потепление было зафиксировано немецким метеорологом Ричардом Шерхагом в 1952 году – была организована научная группа для изучения этого

явления, но следующего стратосферного потепления пришлось ждать целых 6 лет – в 1958 году было зафиксировано значительное потепление над Берлином. Оно возникло над юго-востоком Европы, максимума температуры достигло над Исландией, пересекло весь североамериканский континент, и исчезло где-то над Тихим океаном. Параллельно ему распространялось еще одно стратосферное потепление, которое возникло над Алеутскими островами и пересекло всю Евразию.

После этого стратосферного потепления возникли аномальные условия и в тропосфере – именно тогда впервые зародилась идея о том, что стратосферные и тропосферные процессы тесно связаны - сейчас это направление исследований активно развивается.

Через полгода после зимнего потепления 1958 года возникло летнее потепление – в стратосфере было зафиксировано повышение температуры на несколько десятков градусов, причем оно произошло после сильнейшей вспышки на Солнце – именно тогда появилась идея, что солнечная активность может быть причиной каких-то аномальных процессов, в частности, изменения температуры в стратосферном слое.

После этого наблюдения продолжались, и было установлено, что в Северном полушарии с ноября по март в среднем каждые 2-4 года возникают сильные внезапные стратосферные потепления (бывают случаи, когда наблюдается целых два потепления за год, а бывают периоды когда они долгое время отсутствуют, например, с 1989 по 1998 год не было зафиксировано ни одного внезапного потепления). В Южном полушарии за все время наблюдений был зафиксирован только один случай внезапного стратосферного потепления в 2002 году.

Сейчас этот феномен активно изучается по двум причинам: во-первых, в связи с возможностью возможного влияния на аномалии циркуляции в тропосфере, в частности, на возникновение блокирующих антициклонов, во-вторых, в связи с сильным влиянием на концентрацию озона.

Принято разделять стратосферные потепления на 3 группы: значительное, незначительное (малое) и заключительное потепление.

- Значительное потепление: западные ветры на 60 параллели на уровне 10 гПа меняют направление на восточное, при этом циркумполярный вихрь либо разделяется на два отдельных вихря, а над полюсом формируется антициклон, либо циркумполярный вихрь смещается далеко к югу, в умеренные широты, и над полюсом также формируется антициклон.

- Незначительное (малое) потепление: смены направления ветра не происходит, а западный поток ослабляется - происходит уменьшение скорости ветра. Если критерием значительного потепления является рост температуры на уровне именно 10 гПа на 60 параллели, то для малого потепления таким критерием является повышение температуры в стратосфере по меньшей мере на 25° над любой широтой Северного полушария. Обычно за зиму в Северном полушарии случается несколько малых потеплений.

- **Заключительное потепление:** связано со сменой радиационного цикла (отражено в таблице 14.3), когда происходит перестройка на летнюю форму циркуляции. Теплая стратосфера с антициклоном сохраняется на протяжении всего летнего полугодия, обратная перестройка происходит примерно в октябре.

Иногда выделяют еще один тип потепления – канадский. Такое потепление отличается особой структурой (максимум находится над Канадой) и временем возникновения - оно приурочено, как правило, к ранней зиме (ноябрь-декабрь), тогда как обыкновенные и более сильные потепления фиксируются позже – в январе-феврале.

Причины формирования внезапных стратосферных потеплений

Пока наблюдений в стратосфере не так много, хороших моделей стратосферы тоже не так много. В рамках нынешней теории говорится о распространении длинных планетарных волн Россби с волновым числом 1 и 2 - они поднимаются в стратосферу, вызывают там аномалию зонального потока и аномалию давления, волнообразное возмущение в циркумполярном вихре - при проникновении более теплого воздуха из низких широт за счет меридиональной циркуляции формируются потепление.

Считается что основным источником длинных волн Россби являются орографические препятствия (в первую очередь, это высокие хребты, имеющие меридиональное расположение, например, Кордильеры, Скалистые горы), и наличие неадиабатических источников тепла (наличие зон с большими контрастами температуры) – например, волны Россби могут возникать при наличии больших температурных контрастов между континентом и океаном.

Так как волны Россби существуют постоянно, а стратосферное потепление возникает примерно раз в два года, понятно, что должны формироваться какие-то уникальные условия для того, чтобы волна имела достаточную амплитуду для разрушения циркумполярного вихря — это должно быть неустойчивая волна, и амплитуда должна расти со временем.

При формировании стратосферного потепления устанавливается блокирующий циркуляционный процесс - блокируется западный перенос, формируется меридиональный поток воздушных масс, который усиливает амплитуду волны Россби – наблюдаем положительную обратную связь.

Стоит отметить, что, помимо теории о влиянии стратосферных потеплений на циркуляцию в тропосфере, исследования ведутся и в противоположном направлении – высказывается мнение о том, что формирование блокирующих ситуаций в тропосфере первично: наличие длительных нарушений зонального потока в тропосфере может возбуждать длинную волну в верхней тропосфере, которая потом распространяется в стратосферу и вызывает стратосферное потепление.

Также внезапное стратосферное потепление связывают с квазидвухлетней цикличностью, то есть, со сменой преобладающего потока в тропиках. Существует

мнение, что при восточной фазе (т.е. когда в тропиках в стратосфере восточные ветра) вероятность ВСП увеличивается.

Последние исследования показывают, что ВСП приводит к разрушению озонового слоя - в 2008 году, когда ВСП над Европой увеличило температуру в стратосфере на 60° , на высотах от 20 до 40 км наблюдалось резкое сокращение концентрации озона, и на высотах от 25 до 60 км резко увеличилось содержание водяного пара.

Перейдем к последнему виду стратосферного струйного течения.

Экваториальное стратосферное струйное течение восточного направления

Упоминание в названии восточного направления условно – западные и восточные ветра чередуются с периодом около 26 месяцев — это явление называется квазидвухлетней цикличностью (КДЦ). Это уникальная особенность общей циркуляции атмосферы в экваториальных широтах, которая заключается в том, что в слое от 18 до 35 км (от 1 до 50 гПа) приблизительно в течение одного года господствует восточный перенос, а следующий год – западный. Наиболее ярко эта цикличность выражена в районе $8 - 10^{\circ}$ широты в обоих полушариях.

Максимальную амплитуду имеет на высоте 23 км. Возникает в верхней тропосфере, затем опускается вниз со скоростью 1-1,5 км/сутки. Скорость восточного переноса в среднем составляет 35-40 м/с, западного 25-30 м/с. При развитии восточной фазы над экватором в стратосфере существует два теплых антициклона, по экваториальной периферии которых дует восточный ветер. При развитии западной фазы в стратосфере формируются два холодных циклона, по периферии которых дуют западные ветры.

Если говорить коротко, КДЦ - результат взаимодействия тропосферы и стратосферы. Причиной смены направления является распространение волн Кельвина, волн Россби и гравитационных волн из тропосферы в стратосферу. Они переносят либо западный, либо восточный момент количества движения и приводят к изменению направления ветра.

Основные свойства струйных течений

(Относится в первую очередь к фронтальным струйным течениям и к субтропической струе, к стратосферным и к тропическому струйному течению отношения не имеет).

Главная особенность - струйные течения являются основными аккумуляторами кинетической энергии. Например, субтропическая струя в зоне от 15° до 35° переносит 40% всей массы, что переносится в умеренных широтах.

Поле температуры: антициклоническая периферия более теплая, циклоническая периферия более холодная, при этом максимальные градиенты температуры в слое 300-500 гПа сосредоточены на циклонической периферии, а в слое выше (в районе 200 гПа)

переходят на антициклоническую периферию. Аналогичная ситуация с градиентами давления.

Максимальные градиенты ветра наблюдаются непосредственно под осью струйного течения. Средний вертикальный градиент ветра составляет 2,2 м/с на км, а непосредственно под осью - 8,8 м/с на км. Вертикальная мощность струйного течения сильно зависит от скорости ветра: если средняя скорость ветра порядка 100-150 км/ч, то толщина струи, как правило, меньше 5 км. Если скорости ветра выше 150 км/ч, то вертикальная мощность струи возрастает до 7 км.

Еще одно очень важное свойство струйных течений — это зоны интенсивной турбулентности, которая называется турбулентностью ясного неба. Турбулентность характеризуется числом Ричардсона:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\frac{du}{dz} \right)^2$$

Максимальная турбулентность возникает на циклонической периферии, число Ричардсона на циклонической периферии $Ri = 10,8 \pm 4,8$, вблизи оси $Ri = 6,5 \pm 3,5$, на антициклонической периферии $Ri = 22,1 \pm 13$.

Погода в струйных течениях: в струйных течениях существуют вертикальные упорядоченные движения, скорости которых близки к скоростям на атмосферных фронтах (сантиметры в секунду), исключение составляют случаи, когда в струю проникают кучево-дождевые облака, и образуется наковальня - там вертикальные скорости на порядки больше.

Кучево-дождевые облака, как правило, преобладают слева от оси струи - на циклонической периферии. Если струя проходит через тыловую часть ложбины, или переднюю часть гребня, на циклонической периферии развиваются нисходящие движения, формируются инверсии, и под ними возникают Ас и Сс. На антициклонической периферии преобладают упорядоченные восходящие движения - там образуются перистые облака, вытянутые в виде лент. Их вертикальная мощность, как правило, небольшая (50-600 м), но при этом они имеют большую горизонтальную протяженность. Перистые ленточные облака - типичное свойство антициклонической периферии струйного течения.

Лекция 15. Атмосферные вихри.

Мы закончили большую тему, касающуюся второго типа синоптических объектов - атмосферных фронтов, и одновременно рассмотрели классы объектов, которые близки по своему генезису к атмосферным фронтам - высотные фронтальные зоны и струйные течения. Теперь мы переходим к последнему типу синоптических объектов из тех трех типов, которые были выделены еще учеными норвежской школы — это атмосферные вихри, то есть, циклоны и антициклоны.

Если до настоящего момента мы знакомились со структурными элементами тропосферы (с воздушными массами и атмосферными фронтами), то теперь переходим к механизмам перемещения этих структурных объектов. Таким механизмом перемещения является циклоническая деятельность.

Циклоническая деятельность — это образование, эволюция, перемещение, и разрушение волновых и вихревых возмущений синоптического масштаба (т.е. циклонов и антициклонов) в атмосфере.

И циклон, и антициклон имеют единый механизм формирования и развития, по сути, это две фазы волны в поле давления.

В процессе перемещения воздушных масс происходят их трансформация, деформация фронтальных поверхностей, изменение свойств атмосферных фронтов. То есть, именно в процессе перемещения значительные изменения претерпевают и основные структурные объекты - воздушные массы и атмосферные фронты. Поэтому все основные изменения условий погоды так или иначе связаны с циклонической деятельностью (за исключением суточного хода). Можно сказать, что циклоническая деятельность - центральный объект исследования синоптической метеорологии.

Общая характеристика и классификация циклонов

Циклон - барическое образование с минимальным давлением в центре, возрастающим к периферии.

Это – классическое определение из словаря Всемирной метеорологической организации. Существуют разные трактовки этого понятия – циклоны можно рассматривать с точки зрения бароклинности, и с точки зрения вихревой циркуляции, но классическое определение отталкивается от поля давления.

Классификация циклонов по району формирования

В зависимости от района формирования циклоны делятся на:

- тропические циклоны
- циклоны умеренных широт.

Тропические циклоны

Стоит отметить, что под определение тропического циклона подходят не только ураганы, или тропические шторма со скоростями ветра более 33 м/с, но и любая замкнутая область пониженного давления в тропических широтах, в том числе и слабые депрессии, которые формируются в системе ВЗК.

При благоприятных условиях такие слабые депрессии могут развиваться в тропические ураганы, в то, что мы привыкли называть тропическим циклоном. Их отличительная особенность - они сопровождаются образованием значительной облачности и выпадением осадков.

Помимо слабых депрессий в системе ВЗК существуют области пониженного давления, связанные не с подвижными тропическими циклонами, а с прогревом континентов в тропическом поясе.

Над прогретыми континентами формируются так называемые тропические депрессии - термические обусловленные депрессии, связанные с понижением давления над прогретой подстилающей поверхностью. Их называют депрессиями, чтобы отличать от тропических циклонов. Тропический циклон, как правило, подвижен, связан с ВЗК (может формироваться и вне ВЗК, но тогда он будет перемещаться) и формируется преимущественно над океанами. Области пониженного давления в системе ВЗК тоже преимущественно привязаны к океанам, хотя могут формироваться иногда и над сушей, например, над морским континентом Индонезия.

Типичные примеры тропической депрессии - муссонная депрессии над Индостаном, которая вызывает развитие Индийского муссона; Мексиканская депрессия над теплыми водами Мексиканского залива, охватывающая прилегающие районы континента; термическая депрессия над Сахарой.

Это, как правило, низкоуровневные образования – так как с высотой барическое поле подстраивается под термическое, теплые депрессии могут существовать только в нижней тропосфере. В верхних слоях, согласно уравнению статики, они сменяются антициклонами - в средней и верхней тропосфере теплым областям соответствуют области повышенного давления.

Циклоны умеренных широт

В нашем курсе основное внимание будет уделяться циклонам умеренных широт. По механизмам возникновения и по характеристикам условий погоды циклоны умеренных широт разделяются на:

- фронтальные
- внутримассовые (термические)

Мезоциклоны

Нужно упомянуть, что в последнее время выделяют еще и мезоциклоны - тип циклонов, который имеют субсиноптический масштаб. Мезоциклоны могут формироваться как в умеренных широтах (локальные образования, с которыми часто связано формирование крупных ячеек конвекции и такие опасные явления, как торнадо), так и в полярных широтах (полярные мезоциклоны - это атмосферные вихри, которые формируются над океаном в высоких широтах, их характерные размеры - от 200 до 1000 км, а характерное время жизни - от 6 до 36 часов).

Среди полярных мезоциклонов выделяется отдельный подкласс интенсивных мезоциклонов, с которыми связаны штормовые скорости ветра (превышающие 15 м/с), поэтому их анализ и прогноз становится задачей оперативного прогноза погоды, так как их выход на континент может приводить к опасным, или даже катастрофическим последствиям.

Также можно отметить, что полярные мезоциклоны оказывают очень большое влияние на обмен теплом и влагой между океаном и атмосферой, и через изменение этих потоков, через аномалии явного и скрытого тепла они также могут оказывать значительное влияние на изменение условий погоды.

Основные районы возникновения полярных мезоциклонов: в Северном полушарии - окрестности полуострова Лабрадор, а также Гренландское, Норвежское, и Баренцево моря; в Южном полушарии - район морей Уэдделла и Беллинсгаузена.

Внутримассовые (термические) циклоны

Более употребительный термин – внутримассовые (термические) депрессии, по аналогии с термическими депрессиями в тропических широтах. Образуются в результате сильного прогрева воздуха над ограниченной территорией - прогрев столба атмосферы приводит к падению приземного давления, и формируется замкнутая область пониженного давления.

Как правило, являются малоподвижными барическими образованиями, в них преобладает ясная и тихая погода. Прогноз таких циклонов не вызывает затруднений, поскольку они привязаны к температуре подстилающей поверхности, не претерпевают значительной эволюции и не перемещаются. Тем не менее, в тех районах, где они доминируют, условия погоды связаны именно с их образованием, и это нужно учитывать.

Типичные примеры - Среднеазиатская термическая депрессия, которая в летнее время захватывает Среднюю Азию, Туркменистан, часть Казахстана. Часто аналогичные депрессии образуются над югом Европейской территории России и Украины. Могут возникать в Прикаспийской низменности и Нижнем Поволжье. Еще один пример - Переднеазиатская термическая депрессия над территорией Ирана и Ирака (особенно в летнее время). Может возникать над Балканами и Южной Европой.

Далее основное внимание будем уделять фронтальным циклонам.

Фронтальные циклоны

Фронтальный циклон представляет собой вихрь синоптического (иногда планетарного) масштаба, возникающий в связи с основными атмосферными фронтами. Именно с возникновением и развитием фронтальных циклонов связаны наиболее резкие и наиболее разнообразные условия погоды, поэтому с момента своего возникновения наиболее сложной и наиболее важной задачей синоптического оперативного прогноза являлся анализ и прогноз возникновения, развития, перемещение, и разрушения фронтальных циклонов.

Фронтальные циклоны можно классифицировать, в первую очередь, по направлению перемещения. Для каждого региона земного шара существует своя классификация, наш курс более ориентирован на прогноз по ЕТР, поэтому более подробно обсудим классификацию циклонов по направлению перемещения для ЕТР.

Циклоны, которые приходят в московский регион, делятся на три типа – западные, южные, и ныряющие.

Западные циклоны

Западные циклоны – замкнутые области низкого давления, которые перемещаются с запада на восток, с небольшими северными, или южными составляющими. На ЕТР и Западную Сибирь эти циклоны приходят с Атлантики, до Восточной Сибири они доходят крайне редко.

Надо заметить, что циклоны не перемещаются хаотично, образуются шторм-треки (пучки) траекторий – некоторые средние наиболее вероятные траектории перемещения циклонов.

Для западных циклонов можно выделить три шторм-трека.

- 1) Северный шторм-трек. Циклоны проходят через север Скандинавии, Северное море, по северному побережью Евразии.
- 2) Средний шторм-трек. Циклоны проходят между 50° и 60° с.ш.
- 3) Западный шторм-трек. Циклоны проходят через Францию, Германию, Южный Урал, юг Западной Сибири.

Южные циклоны

Южные циклоны – замкнутые области низкого давления, которые перемещаются из районов Средиземного и Черного моря и южных районов Западной Европы.

Южные циклоны сейчас активно изучаются – именно с ними связаны наиболее интенсивные осадки (особенно в зимнее время) – сильные снегопады, метели, часто штормовые скорости ветра. Летом в их теплом секторе приходит морской тропический воздух, с которым связаны сильная конвекция, интенсивные грозы, линии неустойчивости, иногда даже торнадо. Например, ураганы и катастрофические осадки в Сочи, на черноморском побережье Кавказа, в Крыму, как правило, связаны с южными циклонами.

Если западные циклоны были разбиты на шторм-треки в зависимости от того, откуда и по каким широтам они идут, то южные циклоны разбиваются на шторм-треки в зависимости от того, куда они идут. Для южных циклонов также можно выделить три шторм-трека.

- 1) Северный шторм-трек. Циклоны из района Черного или Средиземного моря перемещаются с юга на север (практически при отсутствии зональной

компоненты). Именно эти южные циклоны оказывают основное влияние на погоду в московском регионе.

2) Северо-восточный шторм-трек. Циклоны, которые выходят на Средний Урал и далее перемещаются на северо-восток, доходя иногда до Северного Ледовитого океана.

3) Восточный шторм-трек. Циклоны с очень маленькой северной составляющей, которые идут на юг Урала, на Каспийское море, на Казахстан и юг Западной Сибири

Ныряющие циклоны

Ныряющие циклоны – циклоны, которые по ходу своего перемещения резко изменяют направление перемещения.

Стоит отметить, что этот термин с момента появления претерпел значительную трансформацию. Он был введен еще учеными Бергенской школы, ими ныряющими назывались циклоны, которые не прослеживались на всем пути своего перемещения. Они появлялись на северо-западе, далее перемещались на юго-восток, но некоторые части траектории исчезали с приземных карт - возникал участок, на котором циклон не прослеживался. Чаще всего это наблюдалось в зимнее время, когда у земли формировалась пленка холодного воздуха, которая не давала теплу воздуха распространиться на всю тропосферу, и значительного понижения давления у земли не наблюдалось. При этом, в средней и верхней тропосфере на картах барической топографии такой циклон можно было обнаружить, то есть, циклон никуда не нырял - он исчезал внизу, а на высотах сохранялся. Чаще всего такое явление наблюдается для циклонов, идущих с севера на юг.

В современном синоптическом анализе ныряющими называют циклоны, которые по ходу своего перемещения резко изменяют направление перемещения. Чаще всего это наблюдается, когда циклон смещается по северной оконечности Европы, через Скандинавию, Баренцево море - в какой-то момент (над Европой или над Западной Сибирью) траектория циклона резко меняется, и он устремляется на юг.

Прогнозированию ныряющих циклонов также уделяется очень большое внимание, потому что резкое изменение траектории далеко не всегда правильно предсказывается моделями, и вторжение циклона в районы, где его никто не ждал, приводит к резким изменениям погоды. Чаще всего (особенно в тылу циклона) это очень интенсивные холодные фронты со шквалами, ливневыми осадками, градовыми явлениями и т.д.

Далее переходим к классификации антициклонов.

Общая характеристика и классификация антициклонов

Антициклон - барическое образование с максимальным давлением в центре, понижающимся к периферии.

Существует целый ряд классификаций антициклонов.

Классификация антициклонов по району формирования

В зависимости от района формирования антициклоны делятся на три типа:

- субтропические
- умеренных широт
- полярные

Субтропические антициклоны

Субтропические антициклоны - длительно существующие малоподвижные антициклоны над океаническими районами в субтропиках. Их центр, как правило, локализован между 25° и 40° широты как в Северном, так и в Южном полушарии.

Несмотря на то, что они находятся в субтропиках, связаны с циклонической деятельностью умеренных широт - по мере прохождения циклонической серии, субтропический антициклон постепенно ослабляется, но, когда в него вливается заключительный антициклон в серии, и происходит вторжение холодного умеренного воздуха, происходит регенерация субтропического антициклона. То есть, именно циклоническая деятельность умеренных широт подпитывает его постоянное существование.

Также можно отметить, что по мере прохождения циклонической серии, центр субтропического антициклона постепенно смещается на восток (незначительно).

Субтропические антициклоны имеют максимальную интенсивность в летнее время, когда больше радиационный прогрев. Вообще, основная причина их формирования - радиационный прогрев в тропических и субтропических широтах.

На ЕТР максимальное влияние оказывает Азорский антициклон, отрог которого распространяется в северо-восточном направлении. Непосредственно Азорский антициклон на территорию России попадает крайне редко, чаще возникает ситуация, когда от него отделяются ядра высокого давления, которые затем в системе зонального переноса перемещаются на Средиземное море, потом на Балканы и ЕТР. В целом, можно сказать, что около половины антициклонов над Европой имеют азорское происхождение.

Именно с гребнем Азорского антициклона связано такое понятие, как бабье лето. Обычно бабьим летом называют любое прояснение и повышение температуры в осеннее время, но, если строго следовать синоптической терминологии, бабье лето — это приход тропического воздуха в отроги Азорского антициклона.

Важное свойство субтропических антициклонов - стационарность и устойчивость, поэтому они хорошо прослеживаются не только на синоптических, но и на климатических картах.

Антициклоны умеренных широт

Антициклоны умеренных широт разделяются на три подтипа:

- промежуточные
- заключительные
- стационарные

Промежуточные антициклоны - быстро движущиеся антициклоны между двумя последовательными циклонами циклонической серии.

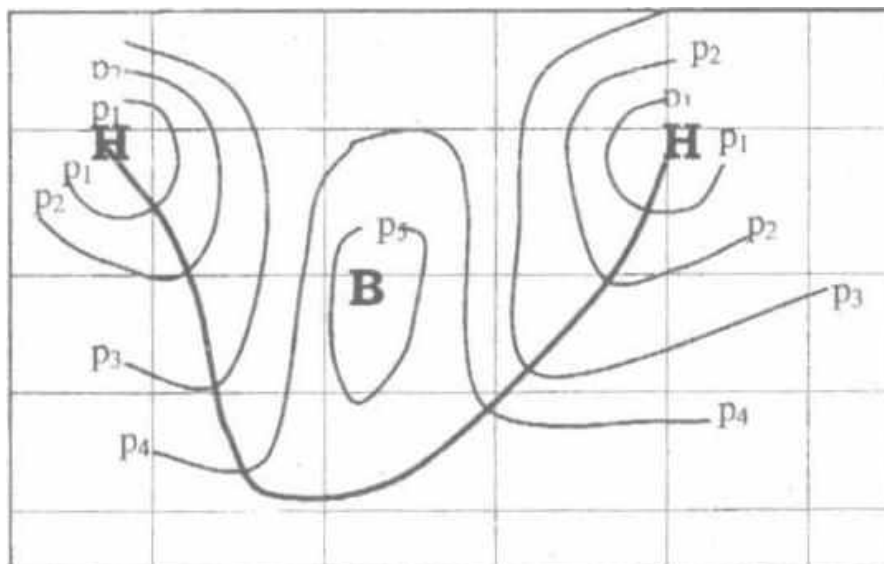


Рис. 15-1 Промежуточный антициклон

Промежуточные циклоны быстро перемещаются, часто не оформлены замкнутыми изобарами, а представлены гребнями высокого давления. На приземных картах промежуточные циклоны находятся в холодной воздушной массе, к северу (при нормальном распределении температуры) от основного фронта.

Заключительные антициклоны - более обширная область высокого давления с несколькими замкнутыми изобарами, которая формируется в холодной воздушной массе в тылу последнего циклона серии.

По площади сравнимы с центральным циклоном циклонической серии (циклон, в который вливаются все последующие). Заключительные антициклоны имеют тенденцию к стабилизации и переходу в малоподвижное состояние, при этом, если циклоническая серия развивалась на арктическом фронте, они становятся стационарными антициклонами умеренных широт; если циклоническая серия развивалась на полярном фронте, то заключительный антициклон сливается с субтропическим - происходит его вторжение в тропические широты, при этом он также стационарирует и приводит к регенерации субтропического антициклона.

Направления траекторий заключительных антициклонов:

Заключительные антициклоны, развивающиеся на арктическом фронте, приходят по трем траекториям: с северо-запада, с севера, и с северо-востока (достаточно редко).

Вторжение с северо-запада называется полярным вторжением, вторжение с севера и северо-востока называется ультраполярным.

Заключительные антициклоны, развивающиеся на полярном фронте, часто называют азорскими (не путать с Азорским антициклоном). Как правило, азорские антициклоны движутся с запада на восток, с маленькой северной составляющей. Двигутся они в основном по южным и средним широтам Европы и Западной Сибири, в более северные районы проникают редко. На ЕТР азорские антициклоны могут проникать как летом, так и зимой, до Западной Сибири доходят только летом.

Стационарные (малоподвижные) антициклоны

Стационарные циклоны, в свою очередь, делятся на два вида:

- термические антициклоны
- антициклоны, сформировавшиеся в результате стационарирования заключительных антициклонов

Термические антициклоны (по аналогии с термическими депрессиями), другое название - континентальные зимние антициклоны, возникают под воздействием потоков от подстилающей поверхности (в данном случае происходит выхолаживание).

Существует два основных центра действия атмосферы, связанные со стационарными антициклонами – это Сибирский и Канадский антициклоны. При определенных условиях могут образовываться и над другими районами - может происходить смещение в районы Западной Сибири, отдельный зимний антициклон может формироваться над ЕТР, и даже над Европой.

Зимние континентальные антициклоны охватывают только нижнюю тропосферу, как правило, уже на поверхности 925 гПа (менее 1 км) сменяются областью пониженного давления, за счет большой барической ступени в холодном воздухе. Термические антициклоны могут слабо перемещаться, но, по сути, это не перемещение антициклона, а образование новых ядер высокого давления в отроге антициклона. Именно при таком процессе отрог Сибирского антициклона (даже с отдельными замкнутыми ядрами) может распространяться на Западную Сибирь, ЕТР, и даже Восточную и Среднюю Европу. Наиболее сильные морозы в этих регионах связаны именно с распространением отрога сибирского антициклона.

Антициклоны, сформировавшиеся в результате стационарирования заключительных антициклонов

Стационарирование заключительных антициклонов наблюдается как летом, так и зимой, причем давление в центре стационарного антициклона может возрасти до 1050-1060 гПа, а по площади он может охватывать значительную часть материка. При этом, в свободной атмосфере наблюдаются интенсивные длительные нисходящие движения, которые приводят к прогреву всей толщи тропосферы (в тёплом воздухе маленькая барическая ступень, высокое давление сохраняется до больших высот, и стационарный

антициклон может охватывать всю тропосферу). Именно с антициклонами этого типа связан процесс блокирования (или, как его чаще называют, блокинга).

Блокинг - синоптический процесс, состоящий в том, что высокий теплый малоподвижный антициклон, который развивается в средних широтах (примерно между 35° и 60° с.ш.) на длительное время (в среднем около недели, в отдельных случаях более месяца) создает макромасштабное нарушение зонального западного переноса, при этом на значительной территории преобладают меридиональные потоки, которые отклоняют траектории подвижных циклонов и антициклонов к северу и к югу.

Таким образом, во всей тропосфере наблюдается круговая вихревая циркуляция. Западный перенос на этом участке исчезает, в субтропиках при этом наблюдается пониженное давление - субтропические антициклоны резко ослабляются.

Максимум повторяемости блокингов приходится на зиму и весну, минимум - на лето.

Летом с блокингами связаны длительные засухи и интенсивные пожары. Именно с летними блокингами связано активно изучаемое сейчас явление - волны жары (с зимними блокингами связаны волны холода). Зимой блокинги приводят к длительному понижению температуры, которое долго сохраняется.

Наиболее часто блокирование происходит в северо-восточной части Атлантического океана – в районе Британских островов и Скандинавии. Также блокинги возникают в северо-западной части Тихого океана. Над Евразией блокирование чаще всего происходит над Уралом и Сибирью, реже над ЕТР.

Блокинг — это явление, которому сейчас уделяется очень большое внимание, прогнозирование которого довольно сложно, и представляет повышенный интерес.

Лекция 16. Краткая характеристика циклонов.

Вначале закончим характеристику антициклонов по району формирования, начатую на прошлой лекции.

Антициклоны полярных широт

Относятся к термическим антициклонам - основной причиной их образования является выхолаживание приземного слоя воздуха от холодной подстилающей поверхности. Полярные термические антициклоны формируются над снежной и ледовой поверхностью Арктики и Антарктиды в выхолаженном приземном слое.

При этом над сушей (т.е. над Антарктидой и над Гренландией) такие антициклоны существуют круглогодично — это Антарктический и Гренландский антициклоны. Антарктический более устойчив и более крупный, Гренландский антициклон поменьше.

Над Северным Ледовитым океаном антициклоны формируются преимущественно зимой, причем только над поверхностью, покрытой льдом (западная часть Северного Ледовитого океана, куда проникает Северо-Атлантическое течение, не замерзает). В последние годы площадь, покрытая льдами в холодное полугодие, с каждым годом сокращается.

Полярные антициклоны отличаются исключительной устойчивостью (это связано с причиной их возникновения), но при этом их вертикальная мощность весьма невелика (как правило, 1-2 км). Еще одна важная характеристика этих антициклонов - мощнейшие приземные инверсии температуры (могут превышать 20⁰C).

Отдельно можно выделить летний антициклон, который формируется не в тропосфере, а в нижней стратосфере (может возникать при внезапных стратосферных потеплениях и в зимнее время, но в нормальных условиях возникает летом). Формируется в результате обращения меридионального термического градиента. Основная причина - взаимодействие солнечной радиации с озоновым слоем и поглощение ультрафиолетовой радиации озоном, что приводит к нагреву и образованию стратосферного антициклона.

Другие классификации циклонов и антициклонов.

Приведенная классификация циклонов и антициклонов является базовой, она основана на районах формирования, генезисе формирования циклонов и антициклонов, но есть еще ряд классификации по другим признакам. В частности, циклоны и антициклоны могут классифицироваться в зависимости от формы изобар. По данному признаку выделяют одноцентровые и многоцентровые образования.

Если два или более близко расположенных экстремума давления имеют на периферии одну замкнутую изобару, то такое образование называется многоцентровым. Чаще всего мы имеем дело с многоцентровыми депрессиями. Обратите внимание - в русском языке термин депрессия чаще употребляется применительно к стационарному образованию, а термин циклон - применительно к перемещающемуся образованию (как

правило, в европейских языках подвижные образования называется именно depressions, а малоподвижные low).

Если два циклона или антициклона с общей замкнутой изобарой имеют приблизительно одинаковую интенсивность, их называют сопряженными. Если более молодой циклон или антициклон формируется в ложбине, или в отроге, отходящем от основного циклона, или антициклона, и если это молодое образование менее интенсивное, то такой циклон или антициклон называется вторичным, или частным.

Эта классификация весьма условна, потому что зависит от масштаба карты. Например, на карте Северного полушария все циклоны циклонической серии имеют одну замкнутую изобару. Обычно речь идет о синоптических масштабах, когда достаточно четко можно выделить, есть у циклона один центр, или два.

Также есть классификация циклонов и антициклонов в зависимости от их вертикальной мощности, то есть, от толщины слоя, в котором на картах абсолютной топографии обнаруживаются замкнутые изобары.

В зависимости от вертикальной мощности выделяются пять типов:

- 1) Низкие циклоны и антициклоны - замкнутые изобары прослеживаются на приземных картах, и могут прослеживаться на картах AT_{850} , при этом на более высоких уровнях изобары размыкаются.
- 2) Средние циклоны и антициклоны - замкнутые изобары прослеживаются в нижней и средней тропосфере, но отсутствуют на картах AT_{300} и выше.
- 3) Высокие циклоны и антициклоны - замкнутые изобары присутствуют на всех тропосферных уровнях, вплоть до тропопаузы.
- 4) Верхние циклоны и антициклоны - замкнутые изобары присутствуют на высотных картах, но отсутствуют на приземных.
- 5) Стратосферные циклоны и антициклоны — это могут быть циклоны и антициклоны, которые проникают в нижнюю стратосферу из тропосферы, также могут быть самостоятельными барическими образованиями, которые не прослеживаются в тропосфере, а формируются в нижней стратосфере.

На этом мы заканчиваем с классификацией, и переходим к краткой характеристике циклонов и антициклонов.

Краткая характеристика циклонов

Размеры циклонов достаточно сильно различаются, диаметр крайней замкнутой изобары изменяется от 200 км (мезоциклоны) до 4000 км (заклучительные циклоны циклонической серии). Максимальный размер имеют многоцентровые циклоны, в пределах которых существует несколько экстремумов давления.

При этом, размеры циклона зависит также от района формирования. Так, например, в Северной Америке средний диаметр больших циклонов 2500 км, а над Атлантикой средний диаметр больших циклонов 3200 км. То есть, над океанами циклоны намного более обширны, чем над континентами.

Форма изобар в циклоне эллиптическая, в среднем отношение большой оси эллипса к малой составляет 1,8. В теплое время года вытянутость изобар, как правило, больше, чем в холодное время года.

Следующая важная характеристика — это глубина циклона. Глубиной циклона называют минимальное давление в его центре. В первую очередь, глубина зависит от стадии развития циклона. В начальной стадии, как правило, давления выше 1000 гПа. К моменту окклюдирования давление в среднем опускается до 985-990 гПа, но в случае многократной регенерации может опускаться и ниже - до 955-960 гПа (речь идет о циклонах умеренных широт, в тропических циклонах давление бывает ниже 900 гПа).

Наиболее глубокие циклоны наблюдаются в холодное время года, что связано с большими горизонтальными контрастами температуры - чем больше температурная асимметрия в циклоне, тем больше в нем будет падать давление.

Кроме стадии развития, глубина циклона также сильно зависит от района формирования. Над Северной Америкой и Средней Европой циклоны с давлением меньше 985 гПа встречаются всего в 4% случаев. При этом, в Северной Америке циклоны с давлением больше 1000 гПа наблюдаются в 75% случаев, в Европе - в 60% случаев, в Северной Атлантике – в 32% случаев.

Над океанами в среднем циклоны значительно глубже. В Северном полушарии наиболее глубокие циклоны отмечаются над Северной Атлантикой, с максимальной повторяемостью в районе Исландии; а также в северном Тихом океане, с максимальной повторяемостью около берегов Камчатки. Наиболее слабые, неглубокие циклоны наблюдается в полосе широт 35 – 45° с.ш. с максимальной повторяемостью в районе Средиземного и Черного морей. В Южном полушарии, как правило, циклоны в среднем более интенсивны, чем в Северном полушарии.

Скорость перемещения циклонов очень разнообразна и может меняться от нуля до 2000 км/сутки. Наибольшую скорость перемещения имеют т.н. циклоны-бомбы (очень быстро углубляющиеся и быстро перемещающиеся циклоны, которые возникают над Атлантикой, и очень быстро выходят на побережье Европы). С ними связаны наиболее плохо предсказуемые и наиболее опасные изменения условий погоды.

В среднем скорость перемещения циклонов составляет от 700 до 800 км/сутки.

В холодное полугодие скорость перемещения приземных циклонов и антициклонов больше, чем в летнее (больше контрасты температуры, значит, больше градиенты давления в средний и верхней тропосфере, значит, больше скорости ведущего потока).

При заполнении циклона скорость перемещения резко убывает (т.к. по мере своего развития циклон не только углубляется, но и развивается вверх - ведущий поток исчезает), циклон становится стационарным. В этом случае у него может быть петлеобразная траектория перемещения, что очень неприятно для прогнозирования - небольшие хаотические перемещения моделями предсказывается плохо, а небольшое

смещение центра означает смещение областей конвергенции, а значит, наиболее интенсивных областей облаков и осадков.

Погода внутри циклона очень разнообразна – как говорилось ранее, циклон состоит из пяти секторов с разнообразными погодными условиями.

Наибольшие скорости ветра отмечаются во внутренних частях циклонов, в западном (тыл циклона) и южном (теплом) секторах.

Угол отклонения от изобары в приземном слое изменяется в зависимости от подстилающей поверхности - над океанами в среднем 20° , над сушей может достигать до 65° . Кроме подстилающей поверхности на угол отклонения еще влияет скорость ветра - чем она меньше, тем больше угол отклонения от изобары. В разных секторах циклона угол отклонения от изобары различен, например, в южной части он минимален. Также на угол отклонения от изобары оказывает влияние стратификация атмосферы - чем более устойчивая стратификация, тем больше отклонения от геострофического ветра в приземном слое.

Для поля температуры в циклоне свойственна большая температурная асимметрия. При нормальной ориентации циклона наиболее теплая часть — это южная и юго-восточная, наиболее холодная часть — это северная и северо-западная. В тропосфере средняя разность температуры между восточной и западной частью циклона составляет $7,4^{\circ}$.

Температурная асимметрия прослеживается во всей толще циклона. При этом, теплый сектор с высотой расширяется. При окклюдировании циклона асимметрия в распределении температуры в приземном слое исчезает, различия в температуре у поверхности определяются только различиями в подстилающей поверхности, облачности, скоростях ветра, и некоторых других погодных условиях (например, туман, запыленность, влагосодержание). На высотах асимметрия сохраняется и после окклюдирования циклона, но в целом окклюдированный циклон является однородным холодным образованием.

По распределению облачности и осадков циклон также очень неоднороден.

Максимальная облачность и осадки в циклоне отмечаются вблизи центра вследствие сходимости воздушных потоков. Перед теплым фронтом идут обложные осадки и наблюдаются слоистообразные облака – Cs, As, Ns. В тёплом секторе в холодное полугодие преобладают St и Sc, и могут выпадать морозящие осадки, в летнее время года в тёплом секторе часто развивается неустойчивость и конвективная облачность, сопровождающаяся ливневыми осадками. Если в теплом секторе находится континентальная тропическая воздушная масса - сухая и, как правило, с устойчивой стратификацией, то летом может наблюдаться ясная погода без осадков.

На холодном фронте второго рода наблюдаются ливневые осадки, на холодном фронте первого рода - слоистообразная облачность и обложные осадки. В тылу циклона

за холодным фронтом также развивается внутримассовая конвекция и осадки в виде ливней.

Заканчивая краткую характеристику циклонов, скажем о их повторяемости.

Повторяемость над Атлантикой и Европой - в среднем около 60 циклонов в год, над европейской территорией России - до 75 (весьма приблизительные данные, потому что здесь учитываются только одиночные циклоны, не очень понятно, как учитывать многоцентровые депрессии). Над сушей повторяемость циклонов больше в зимнее время года, над океаном сезонные различия практически отсутствуют.

Лекция 17. Теории циклогенеза и антициклогенеза. Часть 1.

Краткая характеристика антициклонов

Размеры антициклонов больше, чем циклонов - размер крайней замкнутой изобары колеблется от 1000 до 6000 км, средний диаметр составляет 2000 км.

В антициклонах изобары также имеют эллиптическую форму, отношении большой оси к малой колеблется от 1,8 до 1,9.

Максимальное давление в центре антициклона называется его интенсивностью. Интенсивность антициклонов, так же, как и глубина циклонов, сильно различается. Как правило, в начальный период развития давление составляет около 1015 гПа, к моменту максимального развития достигает в среднем 1030 гПа. Если антициклон существует долго и стационарирует, то давление может возрастать до 1070-1080 гПа (пример - Сибирский антициклон). Максимальной интенсивности антициклоны достигают зимой (главная причина их формирования - температурная асимметрия, которая больше в зимнее время).

Скорость перемещения подвижных антициклонов в среднем такая же, как и у циклонов (так как они перемещаются в рамках единой циклонической серии), но в среднем антициклоны имеют меньшую скорость перемещения - они намного чаще стационарируют.

Погодные условия в антициклонах намного более однородные, чем в циклонах. Для центральной части антициклона характерно малоградиентное поле (если считать от центра, первая замкнутая изобара в циклоне иногда находится на расстоянии нескольких сотен километров от центра, в антициклонах максимальная дивергенция наблюдается в центре - диаметр первой замкнутой изобары весьма велик), следствие этого - малые скорости ветра, часто - ветра переменного направления. Штиль - типичная характеристика антициклона (центральной его части).

На периферии антициклона ветра могут быть очень сильны. Максимальные скорости ветра наблюдаются, когда антициклон находится рядом с циклоном, особенно, если существуют условия циркуляции, которые способствуют их сближению - в этом случае очень часто скорости ветра достигают штормовых.

Температура в приземном слое в антициклоне распределена достаточно равномерно. Неравномерное распределение температуры связано, во-первых, с неоднородностями подстилающей поверхности, во-вторых, с различным облачным покровом, в-третьих, если антициклон вытянут с севера на юг, северная и южная периферия оказываются в разных условиях радиационного баланса (как мы уже говорили, антициклоны могут иметь протяженность до 6000 км).

Относительная симметричность и однородность температуры связана с тем, что фронты либо не проходят через центральную часть циклонов, либо размываются (первый вариант - например, на северной периферии в циклон входит теплый фронт, выходит холодный фронт на южной периферии, второй вариант - фронты уходят на

периферию циклона). В обоих случаях антициклон занят одной воздушной массой, а значит, контрасты температуры невелики.

Вышесказанное относится к приёмному слою, на высотах через антициклон часто проходит ВФЗ, там формируются температурные контрасты (но они значительно меньше, чем у циклонов. У антициклонов среднее различие между восточным и западным сектором составляет примерно $3,3^{\circ}\text{C}$).

В антициклонах распределение температуры немного отличается от циклонов - самая холодная часть в антициклоне - восточная, а самая теплая часть – северная (в антициклонах, в отличие от циклона, теплый воздух может огибать практически половину антициклона, и захватывать всю северную периферию).

Как и в случае циклона, по мере эволюции антициклон постепенно становится симметричным температурным образованием - доминирующий эффект на температуру оказывают нисходящие движения, которые приводят к нагреванию воздуха.

В антициклонах облачность и осадки фронтального характера наблюдаются только на периферии. Основной процесс, который определяет условия погоды в антициклоне — это конвергенция потоков на высотах и дивергенция внизу, которая приводит к оседанию воздуха. При оседании происходит нагрев и удаление от состояния насыщения, поэтому одна из самых типичных характеристик антициклона — это формирование инверсии оседания. В случае влажного воздуха под инверсиями могут формироваться подинверсионные облака, которые могут давать слабые осадки, но это осадки не фронтальные, а внутримассовые, преимущественно морозящие. Часто, помимо инверсии оседания, за счет доминирования ясных условий и радиационного выхолаживания, формируются радиационные инверсии, с которыми связаны радиационные туманы - обычное явление для антициклонов.

В целом можно сказать, что возможность формирования облачности и осадков во многом зависит от времени существования антициклона и от наличия инверсий. Также роль играет стратификация атмосферы - чаще всего в антициклонах она устойчивая, но в летнее время, за счет сильного радиационного прогрева, стратификация может быть неустойчивой, тогда более вероятно развитие облаков и выпадение осадков.

Обобщая, можно сказать, что летом в антициклонах преимущественно преобладает тихая и ясная погода, в зимнее время сильны различия по территории - над ЕТР в холодное полугодие в антициклонах доминирует десятибалльная подинверсионная облачность, по мере продвижения на восток все больше вероятность формирования безоблачных условий и морозной ясной погоды.

Еще одно свойство антициклонов - значительное ухудшение видимости (часто) и неблагоприятные условия для рассеивания загрязняющих веществ. Причина - преобладание устойчивой стратификации, слабая турбулентность и слабое турбулентное перемешивание.

Циклогенез и антициклогенез

Переходим к обсуждению существующих теорий образования циклонов (циклогенез) и антициклонов (антициклогенез). Вопросы о причинах этих процессов интересовали научное сообщество очень давно, но до начала 20-х годов двадцатого века представления о механизме формирования атмосферных вихрей были весьма смутными, наиболее популярной была идея о термическом генезисе циклонов – считалось, что циклоны формируются над теплыми участками земной поверхности, антициклоны - над холодными. Это связывалось с изменением высоты поверхностей равной плотности (что приводит к накоплению массы и повышению давления, или уменьшению массы и понижению давления).

Эти представления подтверждались климатическими данными, но по мере развития науки и накопления информации стало понятно, что данный механизм справедлив только для малоподвижных образований, то есть, для тех, что формируются над районами с крупномасштабными стационарными аномалиями температуры (и то не для всех).

Для подвижных возмущений такая теория не применима - в подавляющем большинстве случаев подвижные циклоны и антициклоны возникают вне зависимости от свойств подстилающей поверхности, а термическая аномалия является дополнительным фактором развития циклона или антициклона, но не первичным. В среднем антициклоны не холоднее, чем циклоны, скорее наоборот - циклон с развитием становится холодным образованием, а антициклон – теплым.

К началу двадцатого века стало понятно, что подавляющее большинство циклонов являются фронтальными образованиями, то есть, они связаны с неустойчивыми волновыми возмущениями на атмосферных фронтах - зонах резкого контраста метеорологических характеристик. И именно эти неустойчивые волны в зонах контрастов могут развиваться в атмосферные вихри.

За всю историю синоптической метеорологии существовало много теорий цикло- и антициклогенеза, но до настоящего момента нет единой теории, которая бы объясняла весь комплекс процессов, определяющих развитие, эволюцию и разрушение циклонов и антициклонов.

На первый взгляд все очевидно - циклогенез связан с падением давления, а антициклогенез - с ростом давления, но теории, которые описывают только условия падения, или роста давления, не могут объяснить всех изменений условий погоды, которые сопровождают циклоны и антициклоны.

В частности, можно сказать, что циклон - это не просто область низкого давления, а определенная форма вихревой циркуляции, с определенной структурой, состоящая из трех воздушных масс, и с целым комплексом процессов, которые происходят в разных частях циклона и на атмосферных фронтах. Поэтому уравнение, описывающее изменение давления, не дает ответ на вопрос, почему формируются все остальные сопутствующие процессы.

Сейчас существуют глубоко разработанные теории цикло- и антициклогенеза, о которых речь пойдет далее, но вначале кратко (в исторической последовательности) рассмотрим теории, существовавшие ранее – все они в той или иной мере и сейчас могут быть применены на практике, во всех них есть полезные построения, которые дают нам представление о том, как развивается циклонический, или антициклонический вихрь.

Конвективная теория

Была предложена норвежским ученым Хенриком Моном и американским ученым Уильямом Феррелом. Согласно теории Мона-Феррела, началом развития циклона является прогрев воздуха над ограниченной территорией, который приводит к формированию вертикальных конвективных токов. При подъеме воздуха происходит адиабатическое охлаждение, конденсация водяного пара выше уровня насыщения, и выделение скрытой теплоты конденсации. Выделяющееся тепло прогревает воздух и усиливает восходящие движения, что приводит к падению давления и формированию циклона.

В рамках данной теории перемещение циклона было возможно только в сторону передней части - на восток (при нормальном расположении циклона), то есть, туда, куда притекает наиболее теплый и наиболее влажный воздух. В тылу циклона, куда притекает сухой и холодный воздух, циклон исчезает. Это рассматривалось не как смещение циклона, а как исчезновение центра возмущения западнее и возникновения нового центра возмущения восточнее.

Положительные аспекты данной теории - объяснение смещение циклона в направлении его передней части, учет роли процессов конденсации в механизме падения давления.

Противоречия:

- Согласно конвективной теории, более глубокие циклоны должны быть летом (более мощные восходящие движения наблюдаются летом), но более глубокие циклоны наблюдаются зимой.
- Многообразие траекторий циклонов, которые не всегда перемещаются с запада на восток.
- В качестве источника энергии развития циклона рассматривалась только внутренняя теплота конденсации (пожалуй, главный недостаток этой теории). С развитием науки стало понятно, что энергии, которая выделяется при конденсации, недостаточно для возникновения вихря.
- В рамках данной теории максимальная теплота конденсации должна выделяться там, где максимально влажный воздух, а максимально влажный воздух в циклоне находится в тёплом секторе, который не является местом, где развиваются наиболее интенсивные восходящие движения.
- Данные наблюдений показывают, что существуют достаточно глубокие циклоны, в которых не выпадает сильных осадков. Там восходящее движение развито не

очень сильно, и теплота конденсации выделяется в очень небольших размерах, тем не менее, эти циклоны достигают очень большой глубины.

Однако, процесс, описанный в рамках данной теории, действительно реализуется, но не в умеренных широтах, а в тропических - тропические циклоны формируются над океанами при намного более интенсивном испарении (по сравнению с умеренными широтами). Источником энергии для тропического циклогенеза является выделение скрытой теплоты конденсации.

Термическая теория

Автором термической теории является русский метеоролог конца 19 - начала 20 века Петр Иванович Броунов. Он является создателем целой серии работ, посвященных проблемам возникновения и разрушения циклонов и антициклонов.

Одна из первых таких работ - "Поступательное движение циклонов и антициклонов в Европе и в особенности в России" (1882 г), в которой П. И. Броунов, в частности, высказал предположение, что причина поступательного движения циклонов заключается в непрерывном уменьшении атмосферного давления, происходящем в передней его части вследствие замены более тяжелого воздуха более легким. Еще одна мысль, высказанная в этой работе (кажущаяся сейчас очевидной, а на тот момент - новая) - наибольшее уменьшение давления происходит там, где ветер дует перпендикулярно изотермам.

Таким образом, П. И. Броунов рассматривал (аналогично конвективной теории) перемещение циклона как процесс формирования новых вихрей в той части, где максимально падает давление.

В работе "Европейские бури и их предсказания" (1884 г.) он обращается к вопросу образования циклонов и называет две причины падения давления (что можно назвать прорывом) - это нагревание воздуха в приземном слое и растекание воздуха на высотах.

Утверждалось, что для возникновения циклона необходимо неустойчивое состояние воздуха, но в качестве причины неустойчивости рассматривался только неравномерный нагрев поверхности (и от неё приземного слоя). То есть, рассматривалась только термическая причина.

Предполагалось, что при достаточно сильном нагревании и неустойчивом состоянии воздуха в окружающей атмосфере начинается восхождение воздуха. Затем движущийся вверх воздух на высотах накапливается, и потом растекается, что приводит к падению барометра (в терминологии Броунова), т.е. к падению давления, которое возникает в результате уменьшения веса столба воздуха. Это и есть основная причина образования у поверхности земли минимума давления, возникновения циклона, и дальнейшего развития циклонической циркуляции с конвергенцией потоков у земли.

В подтверждение своей гипотезы о растекании воздуха на высотах Броунов проводил наблюдения за перистыми облаками (верхняя тропосфера), которые по мере углубления циклона перемещаются от центра к периферии.

Также он описал путь частицы в циклоне – предположил, что частица движется по кривой, близкой к логарифмической спирали - сначала от периферии к центру, далее в центре поднимается, продолжая вращаться, и на высотах, по вихревой циркуляции, продолжая вращаться, возвращается на периферию. Конечно, на самом деле (и Броунов это понимал), при существующих размерах циклона конкретная частица успевает пройти только четверть окружности циклона.

В 1887 году Броунов впервые обращается к механизму возникновения антициклонов и пишет работу "Барометрические максимумы в Европе и их теория". В ней он указал две причины формирования антициклонов - термическую и динамическую.

Термическая причина — рост давления вследствие охлаждения подстилающей поверхности. При охлаждении поверхности земли, поверхности равной плотности (также равного давления) опускаются, сжимается и оседает весь слой воздуха, в разреженное пространство наверху притекает воздух с периферии - происходит накопление массы, рост давления. Возникает положительная обратная связь - при оседании облачность рассеивается, охлаждение за счет радиационного лучеиспускания (излучения) увеличивается, затем процесс интенсифицируется.

Динамическая причина - накопление воздуха, выбрасываемого соседними циклонами (самое далёкое от истины высказывание в теории Броунова). Возникновение промежуточных антициклонов циклонической серии объяснялось так: на высотах воздух растекается от двух циклонов, накапливается между ними, это приводит к росту давления.

Как мы сейчас знаем, такого не происходит - растекание на высотах не такое сильное, влияние силы трения в приземном слое намного больше, поэтому процессы конвергенции и дивергенции у земли интенсивнее, чем аналогичные процессы на высотах.

Тем не менее, заслуга Броунова состоит в том, что в качестве причин возникновения циклонов и антициклонов он рассматривал не только процессы взаимодействия с подстилающей поверхностью, но и перемещения в вертикальной плоскости, и процессы в верхней тропосфере. Он обратил внимание на два фактора - термический и динамический.

Недостатком его теории можно назвать то, что не существовало никаких математических расчетов, которые бы описывали рассматриваемые процессы – в качестве доказательств приводились наблюдения.

И именно многочисленные данные наблюдений показали, что циклон в среднем более холодный, чем антициклон, то есть, предположение о возникновении антициклона над охлажденной поверхностью, а циклона - над теплой поверхностью, не подтвердилось, тем самым сильно подмочив репутацию термической теории.

Волновая теория

Основоположниками волновой теории являются представители Бергенской школы — это Вильям Бьеркнес и Якоб Бьеркнес, Тур Бержерон, Генри Сульберг и Павел Свобода. Тем ни менее, до них уже высказывались некоторые предположения о фронтальной природе циклонов.

Еще в 1911 году британский ученый Шоу впервые предложил схему строения циклона из трех воздушных масс - двух холодных и одной теплой.

В 1923 году немецкий ученый Экслер предложил так называемую заслоночную теорию. В ее рамках предполагалось, что в силу неких причин на фронте может сформироваться волна, в результате чего холодный воздух проникает в более низкие широты, и формирует барьер, который задерживает западный поток. Перед барьером накапливается холодный воздух, давление растет, и формируется антициклон, за барьером давление понижается, там может развиваться циклоническое образование.

Как мы знаем, теория оказалась неверна, но ценным в ней являлось предположение о барьере. Формирование такого барьера из холодного воздуха является причиной ныряния циклона, о чем упоминалось на прошлой лекции.

Фронтальная природа циклонов была предложена и окончательно объяснена в рамках цельной теории Вильямом Бьеркнесом в 1920 году. Суть ее заключалась в том, что все циклоны фронтальные - они развиваются из волны на атмосферном фронте. Бьеркнес описал возможность возникновения волн на фронте, и отметил, что эти волны могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми.

Если амплитуда волны на фронте со временем не меняется (устойчивая), то атмосферный вихрь из такой волны не образуется, а волна перемещается с постоянной, или уменьшающейся амплитудой вдоль фронта, и с ней могут быть связаны только неглубокие депрессии.

Как правило, такие волны не оказывают большого влияния на погодные условия, тем не менее, сейчас анализу устойчивых волн тоже уделяется внимание, потому что на квазистационарном фронте они могут возникать и перемещаться, и как правило, с вершиной такой волны связана интенсификация конвергенции, а значит, возможность образования облаков и осадков. Прогноз таких волн важен, в частности, для взлета и посадки самолетов.

Неустойчивыми волнами называются те, амплитуда которых со временем возрастает. Именно из неустойчивых волн на фронте может развиваться циклон. В качестве причины образования волны на фронте норвежские ученые рассматривали либо орографию, либо импульсное воздействие со стороны существовавшей ранее волны, или циклона - это предположение можно отнести к одному из основных недостатков волновой теории, так как более поздние наблюдения показали, что фронтальные волны могут возникать и над ровной подстилающей поверхностью, и при отсутствии циклонических возмущений в окружающих районах (в нижней тропосфере).

Основной вопрос в рамках волновой теории - при каких условиях волна может из устойчивой стать неустойчивой. В атмосфере существует четыре основных фактора волнообразования:

- сжимаемость воздуха
- сила тяжести
- разрыв в поле ветра
- вращение Земли

Обсудим кратко каждый из них.

1) В результате сжимаемости воздуха возникают звуковые волны, имеющие маленький пространственный и временной масштаб, на порядки меньший масштаба синоптических волн, поэтому сжимаемость воздуха не играет никакой роли в циклогенезе.

2) В результате действия силы тяжести возникают гравитационные волны, в результате которых частицы испытывают постепенно затухающие колебательные движения в вертикальной плоскости (сила тяжести тянет частицу вниз, она оказывается в более плотном окружении, и в результате силы Архимеда поднимается вверх; поднимаясь вверх частица оказывается в менее плотном окружении, начинает опускаться под действием силы тяжести, по инерции проскакивает положение равновесия, и т.д., затухают колебания под влиянием силы трения).

Амплитуда такой волны со временем уменьшается, то есть, эти волны, как правило, устойчивы, поэтому они не могут являться единственной причиной, которая приводит к формированию вихря. Но при этом они могут накладываться на другие волны, усиливая, или ослабляя их, то есть, гравитационные волны могут приводить либо к развитию неустойчивой волны, либо к ее исчезновению.

Еще одна причина, почему эти волны не могут быть единственным фактором возникновения циклонических вихрей – их масштаб, который больше масштаба звуковых волн, но все еще на порядки меньше масштаба синоптических волн.

В основном в атмосфере гравитационные волны существуют там, где происходит разрыв плотностей, чаще всего они развиваются в подинверсионном слое.

3) В результате разрыва в поле ветра возникают волны сдвига (на фронте наблюдается разрыв касательной к фронту скорости ветра). Волны сдвига всегда неустойчивы, причем их амплитуда растет тем быстрее, чем меньше длина волны.

В атмосфере, как правило, разрыв в поле ветра и в поле плотности наблюдается одновременно, поэтому наиболее часто встречаются не отдельные гравитационные волны, или волны сдвига, а так называемые смешанные гравитационно-разрывные волны.

Именно они чаще всего наблюдаются в слое инверсии, из-за них подинверсионные облака имеют волнообразную структуру. Выражение для фазовой скорости гравитационно-разрывных волн выглядит следующим образом:

$$c = \frac{\rho v + \rho' v'}{\rho + \rho'} \pm \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \cdot \frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'} - \rho \rho' \left(\frac{v - v'}{\rho + \rho'} \right)^2}$$

Здесь ρ - более плотный воздух, v – скорость его перемещения, ρ' - менее плотный воздух, v' - скорость его перемещения.

Формула выводилась в предположении несжимаемости рассматриваемых жидкостей и для случая бесконечно протяженных слоев.

Если скорости перемещения слоев одинаковые (сдвига нет, $v = v'$), получаем выражение для фазовой скорости гравитационной волны:

$$c = v \pm \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \cdot \frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'}}$$

Если плотности одинаковые ($\rho = \rho'$), получаем сдвиговую волна, ее фазовая скорость:

$$c = \frac{v + v'}{2} \pm i \frac{v - v'}{2}$$

Мнимая единица в выражении для фазовой скорости свидетельствует о неустойчивости волны.

Вернемся к выражению для фазовой скорости гравитационно-разрывных волн: слагаемое $\frac{\rho v + \rho' v'}{\rho + \rho'}$ называется адвективным, слагаемое $\sqrt{\frac{gL}{2\pi} \cdot \frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'} - \rho \rho' \left(\frac{v - v'}{\rho + \rho'} \right)^2}$ называется динамическим.

Интерес вызывает динамическое слагаемое – в случае отрицательности подкоренного выражения волна становится неустойчивой.

Видно, что чем меньше длина волны L , тем больше вероятность развития неустойчивой волны. По мере того, как длина волны растет, волна становится устойчивой. Переход от неустойчивости к устойчивости происходит на масштабах порядка нескольких километров, что недостаточно для того, чтобы сформировать синоптический вихрь.

Таким образом, смешанные волны могут порождать неустойчивую волну, но необходимо влияние дополнительных факторов, которые бы создавали возмущение синоптического масштаба.

Лекция 18. Теории циклогенеза и антициклогенеза. Часть 2.

4) В результате вращения Земли возникают инерционные волны, которые имеют синоптический масштаб, сопоставимый с масштабом атмосферных вихрей.

Так как скорость вращения Земли квазипостоянная, инерционные волны, которые возникают за счет ее вращения, оказываются устойчивыми, поэтому сами по себе силы инерции не могут привести к формированию неустойчивой волны.

Подытоживая обсуждение четырех основных факторов волнообразования, приходим к выводу, что для возникновения неустойчивой волны, а значит, и дальнейшего формирования вихря, нужно совместное действие трех сил - силы гравитации, силы сдвига и силы Кориолиса.

Логично предположить, что при определенных длинах волн суммарное действие этих сил будет создавать устойчивую волну, а при определенных длинах волн – неустойчивую.

На рис. 18.1 изображен график зависимости устойчивости волны от длины волны, красная линия – сумма гравитационной, инерционной и сдвиговой волн.

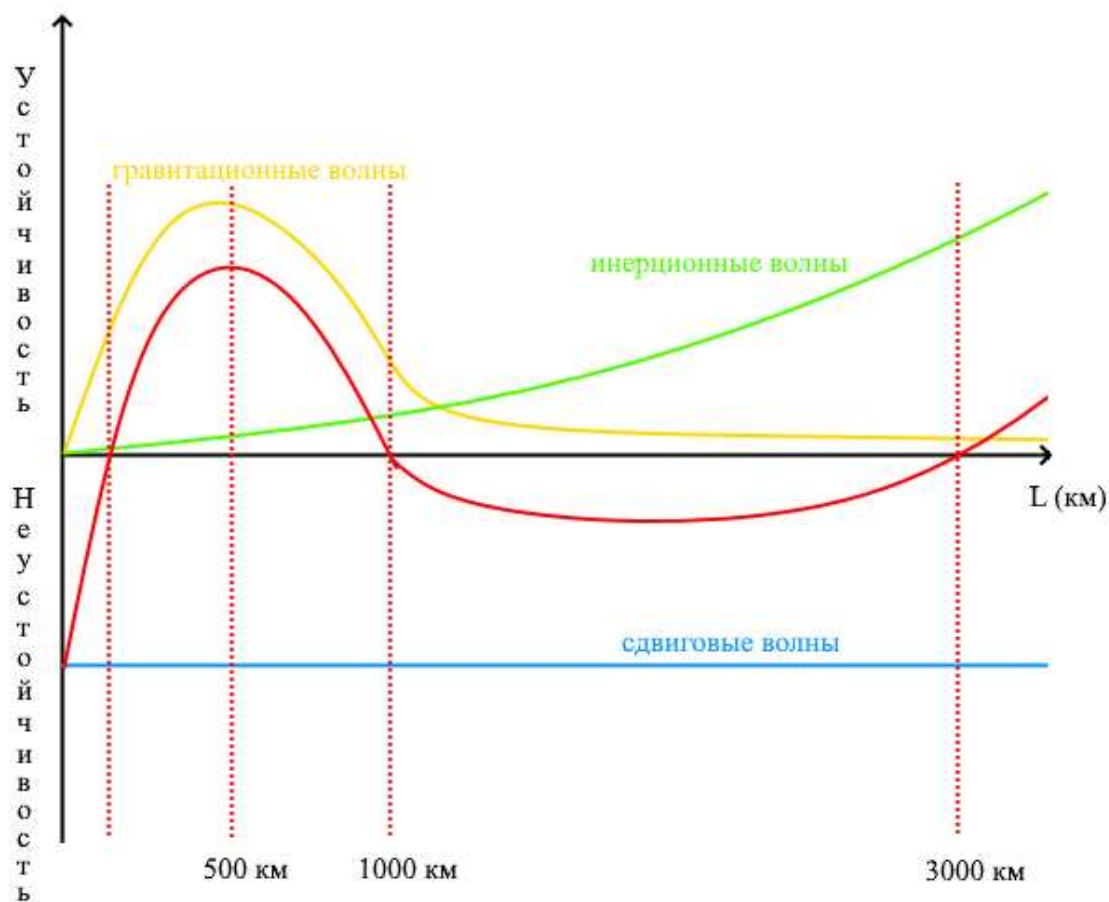


Рис. 18.1 Зависимость устойчивости от длины волны

Видим, что при длине волн, не превышающих нескольких километров, сдвиговая неустойчивость больше, чем устойчивость гравитационных волн (инерционные волны пренебрежимо малы) - сумма волн получается неустойчивой, но этот масштаб слишком мал, чтобы сформировать атмосферный вихрь (зато достаточен для формирования волнообразных движений и волнообразных облаков).

От нескольких километров до 1000 км динамическая устойчивость, связанная с инерцией, возрастает, также здесь наблюдается максимальная амплитуда гравитационных волн - в сумме они превышают неустойчивость сдвига, и на этих масштабах формируются устойчивые волны.

Эти устойчивые волны, как правило, не прослеживаются на синоптических картах, и не вносят вклад в изменение условий погоды.

В интервале примерно от 1000 км до 3000 км устойчивость гравитационных волн уменьшается, амплитуда инерционных волн растет, но амплитуда волн сдвига оказывается больше. В результате, от 1000 до 3000 км получаем неустойчивые волны, которые и могут развиваться в циклонические вихри.

При масштабах, больших 3000 км уже доминирует динамическая инерционная устойчивость, и суммарная волна опять становится устойчивой.

Были попытки выработать некоторые критерии устойчивости:

Критерий Бьеркнеса: $\Delta v > 3\Delta T$ – сдвиг ветра должен быть больше, чем тройной градиент температуры - выводится из соотношения термического ветра.

Критерий Кочина: $(\Delta v)^2 < \frac{gh}{2T_m} \Delta T$, где h - высота фронтальной поверхности над уровнем земли.

Данные критерии были получены при очень значительных упрощениях, дальнейший анализ данных наблюдений показал, что они достаточно далеки от реальности.

Причина этого в том, что есть факторы, влияющие на устойчивость, но не учитывающиеся в уравнениях геострофической, или квазигеострофической системы - это угол наклона фронтальной поверхности, скорость перемещения волны, и устойчивость/неустойчивость воздушной массы, которая находится по ту или другую сторону фронта.

Были получены только полуэмпирические выводы о том, что неустойчивые волны чаще возникают на поверхностях с крутым наклоном, то есть, на холодных и стационарных фронтах возникновение неустойчивой волны более вероятно, чем на тёплом фронте с меньшим углом наклона.

Что касается скорости перемещения, то малоподвижные волны с маленькой скоростью перемещения чаще оказываются устойчивыми. Также, чем более устойчивая стратификация воздушной массы, тем более вероятно формирование устойчивой волны.

Следствием этого является тот факт, что в холодное полугодие на арктических фронтах из-за устойчивой стратификации, как правило, существуют только устойчивые волны - из волны на арктическом фронте редко развивается самостоятельный циклон, намного чаще это происходит на полярном фронте. И наоборот - устойчивость стратификации способствует росту амплитуды волны и формированию неустойчивого возмущения.

Помимо описания факторов, которые могут привести к возникновению атмосферных вихрей, значительная часть исследований была посвящена перемещению фронтальных волн относительно поверхности земли.

Перемещение это складывается из двух слагаемых – динамического и адвективного.

- Динамическое слагаемое — перемещение самой волны вдоль фронта, (независимо от того, какова скорость перемещения воздушной массы).
- Адвективное слагаемое $v_{\text{адв}} = \frac{v_T + v_X}{2}$ – полусумма скоростей теплого и холодного воздуха - включает в себя перемещение воздушных масс, которые разделяются фронтом.

Динамическое слагаемое всегда направлено так, что холодный воздух остается слева от направления перемещения, а теплый справа (это следует из основных уравнений движения). Таким образом, при нормальном распределении температуры динамическое слагаемое направлено с запада на восток.

Адвективное слагаемое, в зависимости от того, как движется теплая и холодная воздушная масса, может быть направлено как на запад, так и на восток.

Если рассмотреть типичные циркуляционные условия, получаются три варианта перемещения фронтальных волн.

- Первый случай - обе воздушные массы движутся с запада на восток (и в этом потоке находится фронтальная волна)

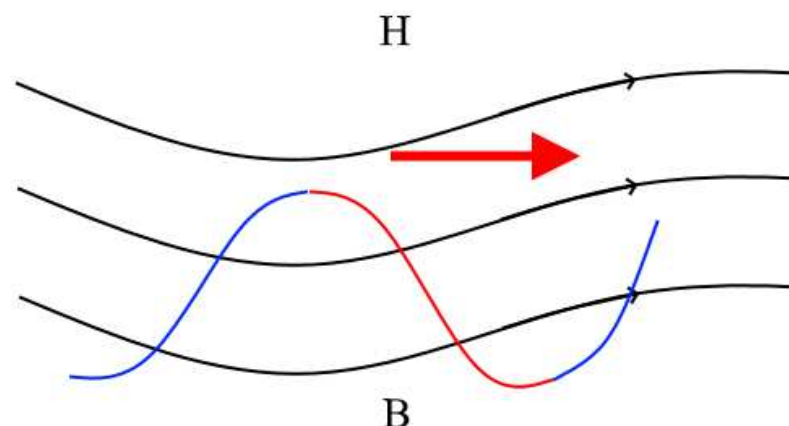


Рис. 18.2 Первый случай перемещения фронтальных волн

В этом случае направление динамической и адвективной компонент совпадают, результирующее перемещение волны – с запада на восток, причем с достаточно большими скоростями. Как правило, такая ситуация реализуется на южной периферии обширной барической депрессии, центр которой лежит севернее фронта.

- Второй случай - теплая воздушная масса движется с запада на восток, холодная воздушная масса движется с востока на запад.

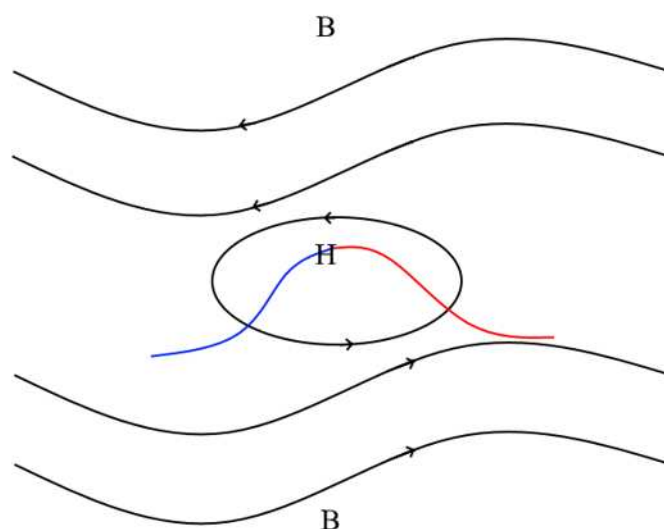


Рис. 18.3 Второй случай перемещения фронтальных волн

В этом случае динамическое слагаемое направлено на восток, направление адвективного слагаемого может быть любым (но небольшим по абсолютной величине). Фронтальная волна будет перемещаться на восток, но с меньшими скоростями, чем в первом случае. Такая ситуация реализуется, если есть область пониженного давления, расположенная между двумя антициклонами.

- Третий случай - обе воздушные массы движутся с востока на запад.

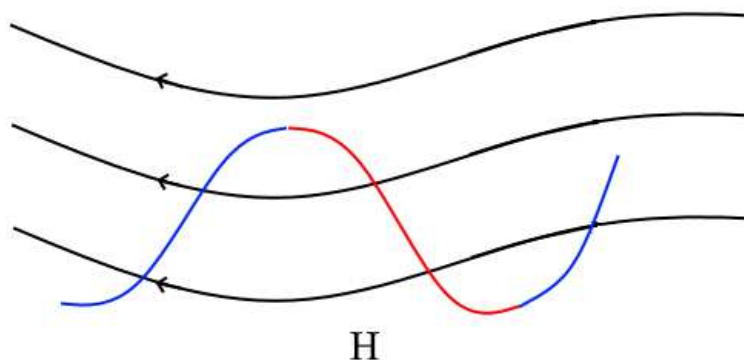


Рис. 18.4 Третий случай перемещения фронтальных волн

В этом случае динамическое слагаемое направлена на восток, адвективное слагаемое - на запад, в сумме получается небольшое перемещение, направление которого может быть любым, в зависимости от того, какая компонента больше – адвективная, или динамическая. Такая ситуация реализуется на северной периферии обширной барической депрессии, центр которой расположен южнее.

Таким образом, можно заключить, что при нормальном распределении температуры подавляющее большинство фронтальных зон перемещается с запада на восток, и только в редких случаях происходит перемещение на запад, но с очень небольшой скоростью.

При аномальном распределении температуры (север теплее, чем юг), возможно перемещение волн с востока на запад, причем с весьма большими скоростями.

Помимо причин формирования и перемещения волн, в рамках волновой теории учеными Бергенской школы было дано описание стадий развития циклонов, чем мы до сих пор в некоторой степени пользуемся. Тем не менее, в этом описании присутствовали недостатки: во-первых, они рассматривали стадии развития только циклонов (не затрагивая антициклоны), во-вторых, процесс анализировался только в приземном слое (а сопутствующие изменения и процессы во всей толще тропосфере не рассматривались). Рассмотрим кратко развитие циклона в рамках волновой теории.

Развитие циклона в рамках волновой теории

Первая стадия - стадия волны, когда в силу некоторого возмущения (источник возмущения - влияние орографии, либо импульсивное воздействие со стороны ранее существовавших волн или циклонов) на фронте возникает волна. В верхней части волны теплый воздух замещает холодный, что приводит к падению давления - формируется замкнутая область пониженного давления, как правило, очерченная одной замкнутой изобарой.

Область пониженного давления формирует вокруг себя циклоническую циркуляцию, потоки искривляются и усиливают волну. Передняя часть стационарного фронта приобретает характер теплого, тыловая часть стационарного фронта приобретает характер холодного, формируется циклоническая завихренность.

Перед теплым фронтом давление продолжает падать (за счет адвекции тепла), за холодным фронтом давление растет. Холодный фронт, как правило, в этой стадии имеет тип второго рода, полоса осадков стационарного фронта видоизменяется - перед теплым фронтом она расширяется, на холодном фронте сужается. Если волна устойчива, то на этой стадии ее развитие заканчивается - она может длительное время перемещаться вдоль фронта, фронт в этом случае называется квазистационарным. Как правило, сопутствующие понижение давления невелико, в вершине волны оформляется одной замкнутой изобарой - полноценный циклонической вихрь в этом случае не возникает.

Вторая стадия – стадия молодого циклона. Появляется несколько замкнутых изобар, направление ветра оформляется в вихревое с явно выраженными меридиональными компонентами.

Вершина волны смещается далеко на север от положения начального стационарного фронта - формируется язык холодного воздуха и четко выраженный теплый сектор (один из основных признаков стадии молодого циклона). Перед теплым фронтом возникает широкая полоса осадков, на холодном фронте - узкая полоса ливневых осадков.

Третья стадия - стадия окклюдирования. В начале этой стадии циклон достигает своего максимального развития, холодный фронт догоняет теплый, и они сливаются. Теплый сектор уходит на периферию циклона, циклон становится термически симметричным холодным образованием. Возникают предпосылки для разрушения циклона.

Недостатки волновой теории: хотя качественно теория была правильной, у нее был ряд недостатков. Не существовало описания причин перехода циклона из одной стадии в другую, также выводы не были подкреплены математическими выкладками. Рассматривался только один фактор падения давления - адвекция температуры, в рамках волновой теории не объяснялось, почему холодный фронт перемещается быстрее чем теплый, т.е. почему возникает окклюдирование. Также не объяснялось, почему после окклюдирования некоторое время циклон продолжает углубляться (об этом не было известно, так как рассматривались процессы только в приземном слое).

Математическое описание процессов образования атмосферных вихрей появилось только во второй половине двадцатого века, в рамках вихревой теории циклогенеза, которая на настоящий момент является основной. Но первая математическая теория развития фронтального циклона была предложена выдающимся советским ученым, преподавателем МГУ им. М. В. Ломоносова Н. Е. Кочиным в 1931 году.

Адвективно-динамическая теория

Обоснованные предположения о вкладе динамического фактора в процесс образования атмосферных вихрей были высказаны немецкими учеными Михелем и Шерхагом в 1932-34 годах. Их идея заключалась в том, что на высотах существуют области сходимости и расходимости воздушных потоков, и именно в соответствии с ними у поверхности земли возникают области пониженного и повышенного давления.

Области сходимости и расходимости на высотах обнаружил Михель по данным радиозондирования, а Шерхаг высказал предположение, что все циклоны возникают под дельтой ВФЗ, а антициклоны - под областью сходимости потоков. Однако, с ростом количества наблюдений обнаружилось, что не все циклоны возникают под дельтой ВФЗ – одного динамического фактора недостаточно.

С 1939 года идеи Михеля и Шерхага стали развивать советские ученые Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский - они активно использовали оперативный анализ карт

барической топографии, и пришли к мысли о совокупном воздействии адвективного и динамического факторов, предложив адвективно-динамическую теорию циклогенеза: изменение давления приводит к изменению конфигурации изогипс, изменение направления потока приводит к изменению характера адвекции, что, в свою очередь, в дальнейшем меняет поле давления - возникает цепочка положительных обратных связей.

Эти выводы они применили не только к циклонам, но и к антициклонам, придя к пониманию о единой природе возникновения и развития циклонов и антициклонов.

Возникновение циклонов: первоначально существует стационарный фронт в параллельных потоках, изогипсы параллельны фронту. Первопричиной возникновения вихря является сгущение или разрежение изогипс. Дальнейшее изменение зависит от величины и знака изменения давления, от угла адвекции и от направления сгущения изогипс.

Например, вблизи участка фронта есть сгущение изогипс в сторону высокого давления, и возникают условия для адвекции тепла, тогда будет наблюдаться падение давления. При этом, максимальное падение будет там, где максимальные контрасты температуры, то есть, в зоне фронта. Падения давления приводит к оформлению циклонической циркуляции (под действием силы барического градиента и силы Кориолиса), циклоническая циркуляция создает волну на фронте. Далее, если есть условия для развития неустойчивости, волна перерастает в вихрь, если нет, то волна остается устойчивой, и со временем исчезает.

Таким образом, отличие адвективно-динамической теории от волновой теории состоит в том, что этапы возникновения циклона (возникновение волны и адвекция тепла или холода) меняются местами – меняются причинно-следственные связи.

Отсюда и недостаток адвективно-динамической теории (аналогично волновой теории она не объясняет первопричин): она не дает объяснения, почему на стационарном фронте формируется адвекция тепла или холода.

Несомненно, эта теория обладала рядом достоинств: в ней появилось математическое описание происходящих процессов, были определены факторы, способствующие падению давления, появились объективные критерии, по которым можно было определить, будет развиваться циклон или нет.

Также в этой теории циклон и антициклон рассматриваются как две фазы волны, и предлагается единый механизм их образования.

В целом, это был большой шаг вперед, но некоторые детали цикло- и антициклогенеза оставались не прояснёнными, и главное, не было полноценного гидродинамического описания происходящих процессов – оно появилось только в рамках вихревой теории.

Вихревая теория

В рамках этой теории циклоны и антициклоны рассматриваются как крупномасштабные вихри, а циклогенез и антициклогенез оценивается не через

изменение давления, а через изменение завихренности (что практически тождественно, поскольку завихренность выражается через лапласиан давления).

Таким образом, нужно оценить изменения вихря скорости во времени, поэтому нужно получить уравнение тенденции вихря скорости.

Начнем с трех базовых уравнений:

$$dp = -g\rho dz - \text{уравнение статики}$$

$$p = -\rho RT - \text{уравнение состояния}$$

$$dz = \frac{RT}{9,8} dH - \text{выражение для геопотенциальной высоты}$$

Из этих трех базовых уравнений можно получить выражение для dH :

$$dH = -\frac{RT}{9,8} \frac{dp}{p}$$

Интегрируя от уровня земли до уровня H , получаем:

$$\int_{H_0}^H dH = -\frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p T \frac{dp}{p}$$

Откуда

$$H - H_0 = -\frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p T \frac{dp}{p}$$

Далее дифференцируем по времени, получаем:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial H_0}{\partial t} - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} \quad (*)$$

Интегрируем полученное выражение от уровня земли до верхней границы атмосферы, для того чтобы учесть влияние всех факторов по всей толщине атмосферы (потом мы их усредним):

$$\int_{p_0}^0 \frac{\partial H}{\partial t} dp = \int_{p_0}^0 \frac{\partial H_0}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^0 \left(\int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} \right) dp \quad (**)$$

Теперь упростим полученное выражение. Упрощения будут достаточно грубыми, делаются они для того, чтобы выражение, которое мы в итоге получим, позволяло бы нам анализировать структуру барического и термического баланса, которую мы видим на синоптической карте. Понятно, что прогноз погоды по нему делать нельзя.

Упростим второй интеграл в правой части (**). Интегрируя по частям и учитывая порядки малости входящих в выражение величин, можем принять:

$$\int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} \approx \frac{\partial T}{\partial t} dp$$

Упростим первый интеграл в правой части (**). Так как $\frac{\partial H_0}{\partial t}$ - изменение со временем давления на уровне моря, и не зависит от p , выражение $\frac{\partial H_0}{\partial t}$ можно вынести за знак интеграла:

$$\int_{p_0}^0 \frac{\partial H_0}{\partial t} dp \approx \frac{\partial H_0}{\partial t} \int_{p_0}^0 dp = -p_0 \frac{\partial H_0}{\partial t}$$

Подставляя полученные выражения в (**), и выражая $\frac{\partial H_0}{\partial t}$, получаем:

$$\frac{\partial H_0}{\partial t} = -\frac{1}{p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial H}{\partial t} dp + \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial T}{\partial t} dp$$

Теперь подставим полученное выражение в (*), получим:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{1}{p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial H}{\partial t} dp + \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial T}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p}$$

Далее заменяем в первом интеграле правой части H на $\bar{H}$ – среднее по всему слою, тогда $\frac{\partial \bar{H}}{\partial t}$ можно будет вынести за знак интеграла. Получим

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} + \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial T}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p}$$

Теперь продифференцируем это равенство дважды по x , затем дважды по y , и сложим полученные выражения. Учитывая, что

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \Delta H$$

Можно записать:

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta H = \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{H} + \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial}{\partial t} \Delta T dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial}{\partial t} \Delta T \frac{dp}{p}$$

Итак, в левой части уравнения стоит лапласиан геопотенциальной высоты (прямо пропорционально связанный с завихренностью) – от его знака зависит

выпуклость/вогнутость изобарических поверхностей, а значит, образование циклона, или антициклона.

В правой части первое слагаемое отвечает за динамический фактор, связанный с градиентом давления, а значит, с циркуляцией, второе и третье слагаемое отвечают за термический фактор.

Лекция 19. Вихревая теория. Часть 1.

На прошлой лекции мы получили уравнение

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta H = \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{H} + \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial}{\partial t} \Delta T dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial}{\partial t} \Delta T \frac{dp}{p}$$

Преобразуем первое слагаемое в правой части: в натуральных координатах (ось s направлена по потоку, ось n - по нормали к потоку) получится следующее выражение:

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{H} = - \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial n} \frac{\partial}{\partial s} \Delta \bar{H}$$

Здесь l - параметр Кориолиса. Тогда (поменяли местами слагаемые в правой части):

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta H = \frac{R}{9,8 p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial}{\partial t} \Delta T dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial}{\partial t} \Delta T \frac{dp}{p} - \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial n} \frac{\partial}{\partial s} \Delta \bar{H}$$

Получили итоговое выражение, которые в дальнейшем и будем анализировать. Напоминание: первые два слагаемых в правой части отвечают за термические факторы, третье слагаемое (вихревое) отражает перенос по потоку завихренности вектора скорости.

В левой части стоит лапласиан геопотенциальной высоты.

- Положительный лапласиан соответствует вогнутым изобарическим поверхностям (аномалия давления отрицательна – циклон): $\Delta H > 0 \Rightarrow p' < 0$.
- Отрицательный лапласиан соответствует выпуклым изобарическим поверхностям (аномалия давления положительна – антициклон): $\Delta H < 0 \Rightarrow p' > 0$.

Так как лапласиан прямо пропорционален относительной завихренности: $\Delta H \sim \zeta$, то:

- $\zeta > 0 \Rightarrow p' < 0$ - положительная завихренность соответствует отрицательной аномалии давления (циклону)
- $\zeta < 0 \Rightarrow p' > 0$ - отрицательная завихренность соответствует положительной аномалии давления (антициклону)

Таким образом, $\frac{\partial}{\partial t} \Delta H > 0$ означает, что либо увеличивается вогнутость изобарических поверхностей, либо уменьшается выпуклость. Увеличение вогнутости соответствует формированию циклона, уменьшение выпуклости соответствует ослаблению антициклона. В обоих случаях это соответствует падению давления, то есть, циклогенезу.

Аналогично, случай $\frac{\partial}{\partial t} \Delta H < 0$ соответствует антициклогенезу.

Теперь проанализируем, какой вклад в циклогенез вносят термические слагаемые.

Вклад в циклогенез термических слагаемых

$$\left(\frac{\partial}{\partial T} \Delta H\right)_T = \frac{R}{9,8p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial}{\partial t} \Delta T dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial}{\partial t} \Delta T \frac{dp}{p}$$

Сначала проанализируем, как термический фактор влияет на изменение завихренности, давления, или геопотенциальной высоты на нижнем уровне (уровне земли: $p = p_0$). В этом случае второе слагаемое обращается в нуль, остается только первое слагаемое:

$$\left(\frac{\partial}{\partial T} \Delta H\right)_T \Big|_{z=0} = \frac{R}{9,8p_0} \int_{p_0}^0 \frac{\partial}{\partial t} \Delta T dp$$

Упростим его следующим образом: усредним лапласиан температуры во всей толще тропосферы (т.е. вместо T рассмотрим $\bar{T}$). В этом случае мы можем вынести лапласиан за знак интеграла и получить следующее выражение:

$$\left(\frac{\partial}{\partial T} \Delta H\right)_T \Big|_{z=0} = \frac{R}{9,8p_0} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} \int_{p_0}^0 dp = -\frac{R}{9,8} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T}$$

Назовем лапласиан температуры термическим вихрем (по аналогии с тем, как лапласиан давления или лапласиан геопотенциальной высоты определяет вихрь скорости).

Понимать это определение стоит формально: положительный термический вихрь $\Delta T > 0$ будет соответствовать вогнутым изотермическим поверхностям – т.н. термическая ложбина; отрицательный термический вихрь $\Delta T < 0$ будет соответствовать выпуклым термическим поверхностям – т.н. термический гребень.

Изменение термического вихря со временем будет определять изменение давления под влиянием термического фактора. Итак, если:

- $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} > 0$ – увеличение со временем вогнутости термических поверхностей соответствует усилению термической ложбины (ослаблению гребня). Этому соответствует (из уравнения) $\frac{\partial}{\partial T} \Delta H < 0$ – увеличение выпуклости изобарических поверхностей, т.е. антициклогенез.
- $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} < 0$ – увеличение со временем выпуклости термических поверхностей соответствует усилению термического гребня (ослаблению ложбины). Этому соответствует (из уравнения) $\frac{\partial}{\partial T} \Delta H > 0$ – увеличение вогнутости изобарических поверхностей, т.е. циклогенез.

Таким образом, упрощая (не стоит забывать, что мы пока рассматриваем только термический фактор, и процессы, происходящие у земли), можно сказать, что если над каким-то районом происходит развитие термического гребня, то можно ожидать развитие, или возникновение циклона. Спрогнозировать усиление термического гребня можно, учитывая характер адвекции - развитию гребня должна предшествовать достаточно продолжительная адвекция тепла.

Аналогично, если над каким-то районом происходит усиление термической ложбины, то можно ожидать развитие, или возникновение антициклона. Усилению термической ложбины должна предшествовать достаточно продолжительная адвекция холода.

До настоящего времени мы рассматривали процессы, происходящие в приземном слое, однако циклогенез и антициклогенез происходит во всей толще тропосферы и даже в нижней стратосфере.

Вклад в эти процессы второго термического слагаемого с высотой растет - оно постепенно приближается по величине к первому слагаемому, и на каком-то уровне эти два слагаемых окажутся равны по модулю.

Это так называемый средний уровень (около 3 км, высота изобарической поверхности 700 гПа), где обращаются знаки изменения давления и температуры - у земли рост температуры сопровождается падением давления, выше среднего уровня рост давления обусловлен ростом температуры.

Выше среднего уровня второе слагаемое по модулю будет больше первого. Здесь все будет наоборот - развитие термической ложбины (т.е. адвекция холода на высотах) будет сопровождаться падением давления в средней и верхней тропосфере и эффектом циклогенеза: $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} > 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t} \Delta H > 0$.

Аналогично, развитие термического гребня (т.е. адвекция тепла на высотах) будет сопровождаться ростом давления в средней и верхней тропосфере и эффектом антициклогенеза: $\frac{\partial}{\partial t} \Delta \bar{T} < 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t} \Delta H < 0$.

Итак, можно сделать следующий вывод: если над каким-то районом под влиянием термического фактора у земли развивается циклон, то параллельно этому на высотах будет развиваться антициклон. И наоборот - если под влиянием термического фактора у земли формируется антициклон, то этому будет соответствовать формирование на высотах циклона или барической ложбины.

Если над существующим циклоном развивается термическая ложбина, со временем циклон у земли будет заполняться, а на высотах углубляться, так как адвекция холода ведет к противоположным изменениям давления у земли и на высотах. Затем, однако, (из-за того, что конвергенция потоков у земли не компенсируется дивергенцией на высотах) происходит увеличение веса атмосферного столба, что приводит к росту давления, и циклон заполнится не только у земли, но и на высотах.

Аналогично, если над существующим у земли антициклоном существует адвекция тепла в толще тропосферы, то у земли антициклон будет постепенно исчезать, а на высотах – усиливаться. Затем, из-за того, что дивергенция потоков у земли не компенсируется конвергенцией на высотах, вес атмосферного столба уменьшится, давление понизится, и антициклоны исчезнут.

На этом мы заканчиваем анализ термического фактора, и переходим к фактору динамическому (или, как его еще называют, вихревому).

Вклад в циклогенез динамического слагаемого

$$\left(\frac{\partial}{\partial T}\Delta H\right)_B = -\frac{9,8}{l}\frac{\partial H}{\partial n}\frac{\partial}{\partial s}\Delta\bar{H}$$

Итак, динамическое слагаемое зависит от:

- изменения по потоку вихря, усредненного по всей толще атмосферы
- величины градиента геопотенциала - чем больше градиент геопотенциала в окрестности циклона или антициклона, тем вклад вихревого фактора будет больше
- параметра Кориолиса – то есть, присутствует зависимость от широты - чем выше широты, тем больше параметр Кориолиса, и тем меньше вклад вихревого фактора. На экваторе $l = 0$ - там невозможно существование вихревых циркуляций (в пределах $\pm 5^\circ$ с.ш. и ю.ш.).

Циклогенез ($\left(\frac{\partial}{\partial T}\Delta H\right)_B > 0$) будет наблюдаться, если $\frac{\partial}{\partial s}\Delta\bar{H} < 0$, то есть, если по потоку увеличивается выпуклость, или уменьшается вогнутость изобарических поверхностей. Антициклогенез ($\left(\frac{\partial}{\partial T}\Delta H\right)_B < 0$) будет наблюдаться, если $\frac{\partial}{\partial s}\Delta\bar{H} > 0$, то есть, если по потоку уменьшается выпуклость, или увеличивается вогнутость изобарических поверхностей.

Упрощенно: если в направлении потока вогнутая поверхность сменяется на выпуклую, будет циклогенез, если выпуклая поверхность сменяется вогнутой, будет антициклогенез.

Также выше отмечалось, что вклад вихревого фактора будет тем больше, чем больше градиент геопотенциала. Большие градиенты геопотенциала наблюдается в ВФЗ (там, где большие градиенты давления и температуры), поэтому именно в ВФЗ наиболее вероятен процесс цикло- и антициклогенеза – к этому выводу пришли еще ученые норвежской школы, а также приверженцы адвективно-динамической теории Михель и Шерхаг, Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский.

После того, как мы разобрали влияние различных факторов на процессы цикло- и антициклогенеза, вернемся к эволюции циклонических вихрей и последовательно рассмотрим стадии их развития согласно вихревой теории.

Стадии развития циклона

На иллюстрациях будет изображено три основных поля:

- барическое поле у поверхности земли (белый цвет)
- термическое поле, представленное в виде изогипс относительной топографии OT_{1000}^{500} (красный цвет)
- барическое поле на высотах, представленное картой AT_{700} (зеленый цвет)

На этой лекции мы обсудим стадии развития циклона, концентрируясь на изменениях термобарического поля. При этом, конечно, каждая стадия сопровождается особыми условиями погоды, и есть целый ряд деталей, о которых мы поговорим на следующих лекциях.

Первая стадия - стадия волны

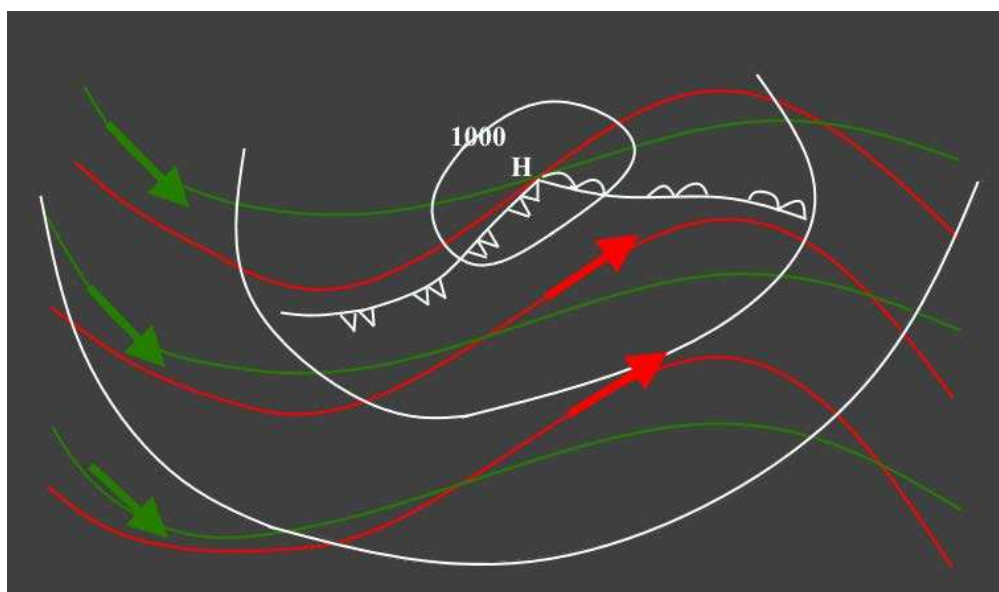


Рис. 19.1 Стадия волны

У поверхности земли циклон, как правило, оформлен одной замкнутой изобарой (иногда ее может и не быть), фронтальная система имеет вид волны (откуда и название первой стадии).

С высотой такой циклон очень быстро исчезает, на уровне 700 гПа уже нет замкнутых изобар (на самом деле их нет уже на 850 гПа), на высотах циклону соответствует хорошо выраженная ВФЗ, максимальные контрасты температуры и давления сосредоточены вблизи центра приземного циклона.

Барическое поле на высотах: барическая ложбина в тылу приземного циклона, гребень – в передней части, максимальный контраст – над центром циклона. Термическое поле несколько отстает от барического по потоку - ложбины и гребни смещены на запад (при этом выражены они достаточно слабо).

Влияние термического фактора: при таком взаимном расположении барического и термического поля в тылу приземного циклона осуществляется адвекция холода, которая приводит к усилению термической ложбины, что ведет к росту давления у земли

и к уменьшению давления на высотах. В передней части приземного циклона идет адвекция тепла – происходит падение давления у земли и рост давления на высотах.

Влияние вихревого фактора: так как в динамическом слагаемом уравнения тенденции вихря скорости присутствует среднее по всей тропосфере изменение вихря по потоку, естественно рассматривать конфигурацию потока на уровне 700 гПа.

На этом уровне ложбина сменяется гребнем, то есть, в направлении потока идет перенос циклонической завихренности, что приводит к падению давления у земли.

Таким образом, в тыловой части циклона на рост давления за счет термического фактора накладывается падение давления за счет вихревого фактора, и суммарное изменение давления оказывается незначительным. В передней части циклона на падение давления за счет термического фактора накладывается падение давления за счет вихревого фактора – здесь будет наблюдаться максимальное падение давления, в этом направлении будет перемещаться центр циклона.

Далее циклон будет углубляться, и переходить в следующую стадию, которая называется стадией молодого циклона.

Вторая стадия – стадия молодого циклона

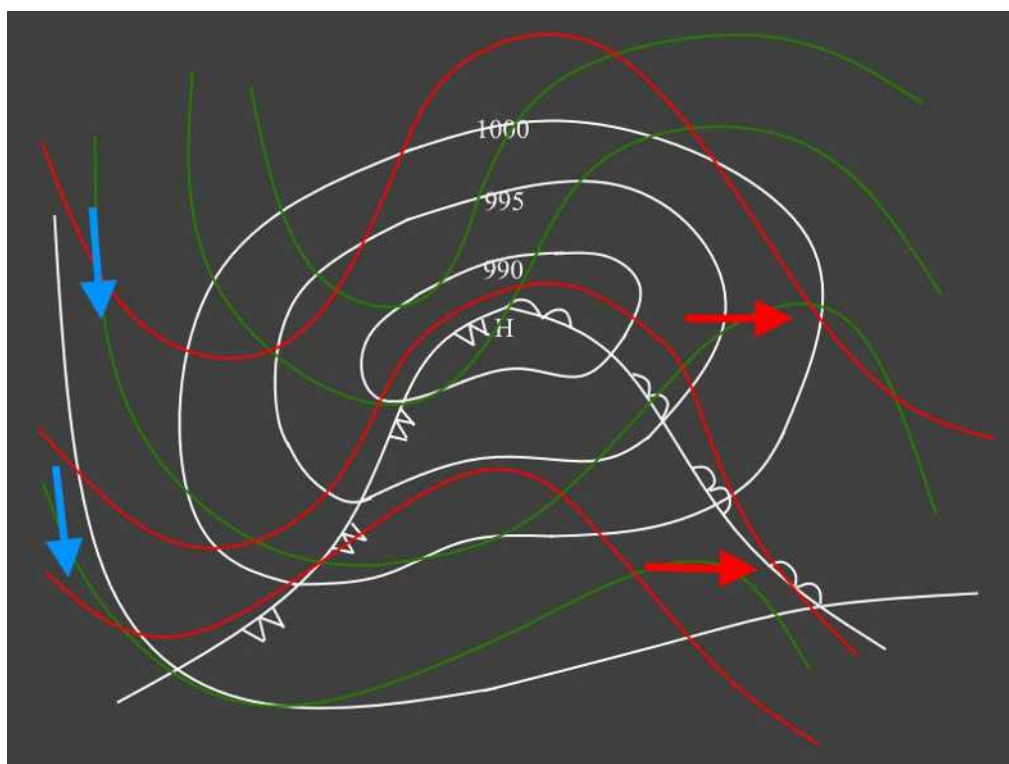


Рис. 19.2 Стадия молодого циклона

В этой стадии у поверхности земли циклон оформлен уже несколькими замкнутыми изобарами, замкнутые изогипсы могут наблюдаться на поверхности 850 гПа, иногда даже на поверхности 700 гПа.

Теплые и холодные участки фронта сближаются, образуется явно выраженная волна, четко оформляется теплый сектор - участок между теплым и холодным фронтом.

На высотах циклону соответствует ВФЗ с максимальными градиентами как давления, так и температуры в холодной воздушной массе (на стадии волны в тылу сформировалась выраженная адвекция холода, которая привела к проникновению в более южные районы холодной воздушной массы, вследствие чего в районе холодного приземного фронта сформировались максимальные контрасты).

Фронтальная зона как в термическом, так и в барическом поле имеет явно выраженный волнообразный изгиб - отдельные участки фронта и изогипсы приобретают меридиональное направление. При этом барический и термический гребни расположены практически над приземным центром циклона.

Позади приземного центра располагаются и термическая и барическая ложбина, термическое поле по-прежнему отстаёт от барического.

Влияние термического фактора: в тылу циклона происходит адвекция холода, там продолжает развиваться термическая ложбина, что приводит к росту давления у земли и падению давления на высотах. В передней части циклона сохраняется адвекция тепла, там продолжает развиваться термический гребень (почти над приземным центром), что приводит к падению давления у земли и к росту давления на высотах.

Влияние вихревого фактора: по сравнению со стадией волны, ось ложбины и ось гребня приблизились к приземному центру, то есть, сузилась зона падения давления. В остальном все так же, как и на стадии волны: над центральной частью вогнутость сменяется выпуклостью, идет адвекция положительной циклонической завихренности, что приводит к падению давления.

Таким образом, суммарное влияние этих факторов аналогично предыдущей стадии: в передней части (только несколько ближе к центру) наблюдается максимальное падение давления, в тылу суммарное изменение давления оказывается незначительным, однако, рост давления будет более интенсивный, чем на стадии волны.

Также на стадии молодого циклона добавляется еще один фактор - циклон распространяется на среднюю тропосферу, где возникает замкнутая циркуляция и конвергенция потоков, что приводит к активному развитию вертикальных движений, которые ведут к падению температуры и усилению термической ложбины, что, в свою очередь, приводит к росту давления у земли. Таким образом, фактор восходящих движений уменьшает влияние термического и вихревого факторов - падение давления к концу стадии молодого циклона замедляется по сравнению с тем, что происходило в стадии волны и в начале стадии молодого циклона.

Третья стадия - стадия максимального развития циклона

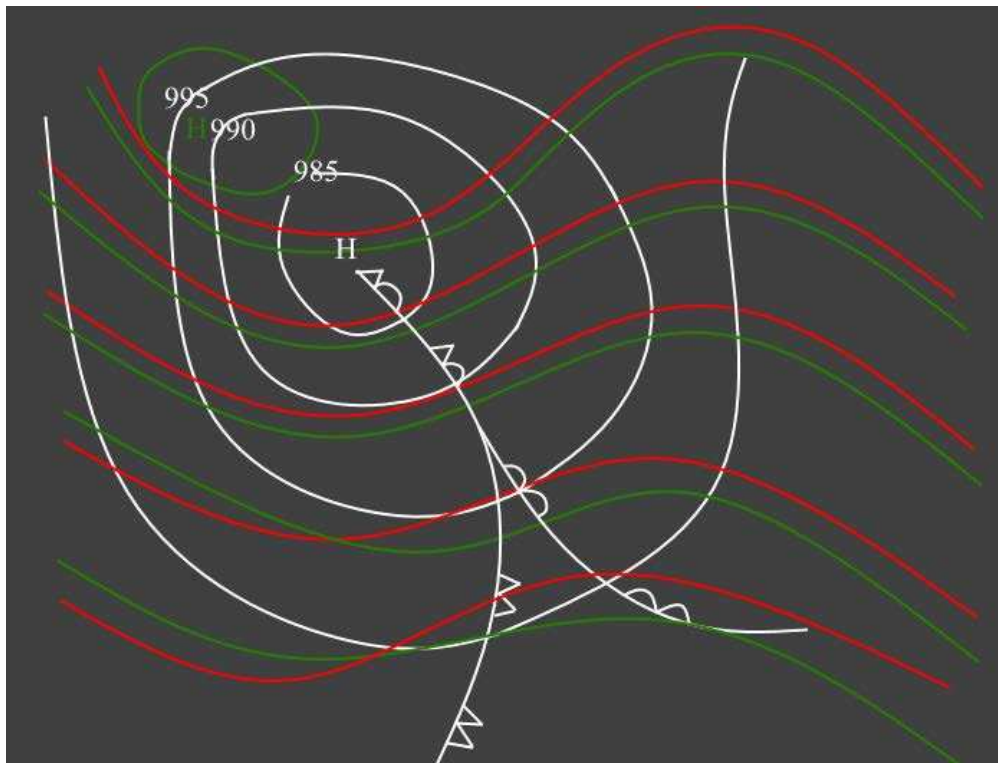


Рис. 19.3 Стадия максимального развития циклона

Эта стадия соответствует наибольшему углублению циклона у земли. У поверхности земли циклон характеризуется большим числом замкнутых изобар, наблюдаются максимальные барические градиенты, холодные и теплые участки фронта в центральной части смыкаются - формируется фронт окклюзии, а теплый сектор смещается на юго-восточную периферию циклона.

Замкнутая циклоническая циркуляция на этой стадии обнаруживается как у поверхности земли, так и на уровне 700 гПа, иногда даже на уровне 500 гПа.

Зона максимальных градиентов на картах AT_{500} и AT_{700} сдвигается в южную часть циклона (вслед за фронтальной зоной). Область холода и термическая ложбина на этой стадии располагаются над центром циклона. Гребень тепла становится более узким и смещается далеко на восточную периферию, в направлении теплой воздушной массы.

Влияние вихревого фактора: фактор переноса вихря на этой стадии дает значительное падение давления только в районе точки окклюзии, и в районе фронтальной зоны.

Влияние термического фактора: падение давления за счет термического фактора происходит на периферии циклона, а над центральной частью циклона, где доминирует адвекция холода, продолжает развиваться термическая ложбина, что приводит к интенсивному росту давления (большой вклад в это вносит конвергенция трения в приземном слое). У земли и на высотах происходит конвергенция потоков, а область дивергенции, связанная с гребнем, уходит далеко на периферию - нет компенсации

высотной дивергенции приземной конвергенцией - в результате возрастает вес атмосферного столба, что ведет к росту давления.

В результате линия нулевой тенденции проходит либо через приземный центр, либо смещена вперед - над приземным центром наблюдается положительная тенденция, рост давления. Это приводит к тому, что циклон у земли начинает заполняться, на высотах (за счет переноса вихря и адвекция холода) некоторое время еще может происходить углубление высотного центра.

Вклад вихревого фактора по мере приближения и сближения приземного и высотного центров уменьшается, и доминирующим оказываются два фактора, которые ведут к росту давления - конвергенция потоков и охлаждение при восходящих движениях. Вследствие этого во всей толще тропосферы давление начинает расти, и циклон постепенно начинает разрушаться.

Лекция 20. Вихревая теория. Часть 2.

Четвертая стадия - стадия заполнения (разрушения) циклона

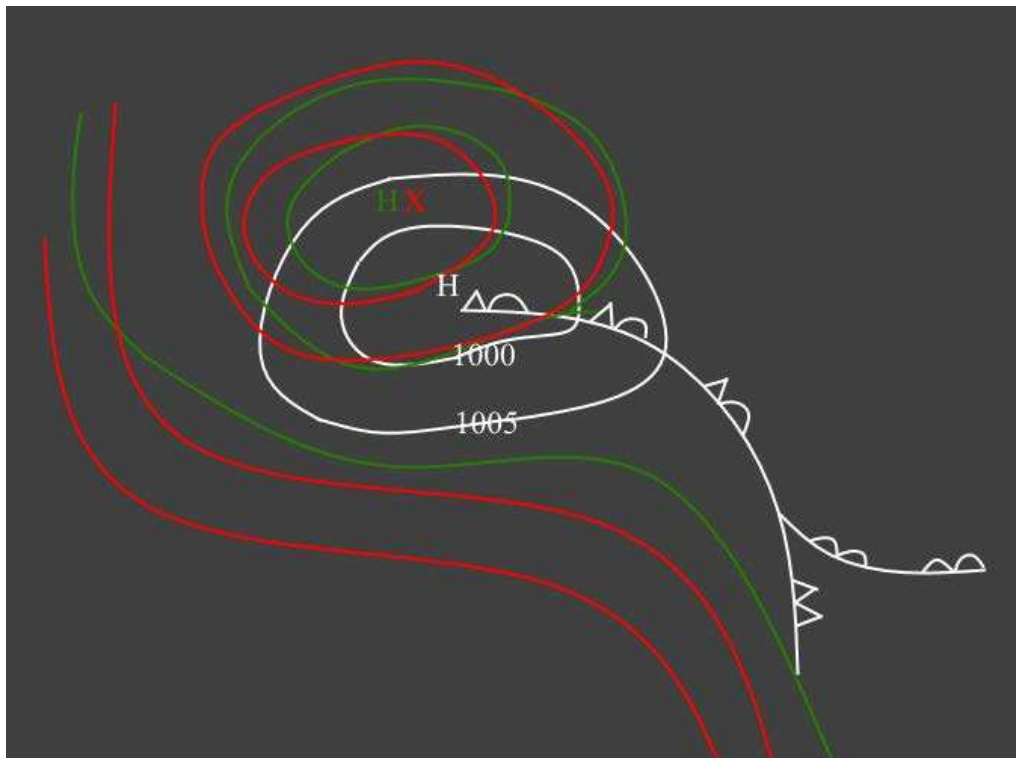


Рис. 20.1 Стадия заполнения циклона

У земли еще сохраняется несколько замкнутых изобар, но их уже меньше, и давление начинает повышаться.

Влияние термического фактора: на этой стадии циклон у поверхности земли заполняется, наверху он некоторое время продолжает развиваться, при этом холодные массы воздуха занимают уже всю центральную часть циклона, и постепенно происходит почти полное совмещение приземного и высотного центра, которые совпадают при этом с центральной частью области холода. Из-за этого возникает круговая симметричная циркуляция, отсутствует адвекция, а значит, нет изменений давления, с ней связанных. На этой стадии циклон становится термически симметричным холодным и высоким барическим образованием.

Циклонический вихрь выражен до больших высот, и часто распространяется даже в нижнюю стратосферу, особенно в зимнее время года. На поверхности 500 гПа циклон выражен лучше, чем у земли. В начальный период этой стадии еще некоторое время продолжается понижение температуры, обусловленное восходящими движениями, что обеспечивает дальнейший рост давления у земли и падение на высотах, но постепенно вертикальные движения ослабевают, и изменения температуры, с ними связанные, становятся незначительными.

Влияние вихревого фактора: так как циклонический вихрь развит до больших высот, смены выпуклости/вогнутости изобарических поверхностей в районе приземного циклона не наблюдается, переноса вихря не происходит.

На этой стадии развития циклона конвергенция трения, которая ведет к накоплению массы, является основным фактором, приводящим к росту давления. Также к росту давления приводит заполнение циклона холодной воздушной массой.

Необходимо отметить, что в результате развития циклона на его юго-восточной периферии образуется область больших градиентов давления и температуры. Здесь как у земли, так и на высотах формируются условия для образования новых циклонов и антициклонов, что позволяет назвать эволюцию циклона самоподдерживающейся системой - циклон развивается, достигает максимального развития, постепенно исчезает, но в процессе развития создает на своей периферии условия, которые благоприятны для возникновения новых циклонов.

Теперь рассмотрим стадии развития антициклона согласно вихревой теории.

Стадии развития антициклона

Еще в рамках адвективно-динамической теории было показано, что природа циклонов и антициклонов является единой – они представляют собой две стадии одной волны; если создается термобарическая ситуация, благоприятствующая падению давления, будет возникать циклон, если формируются условия, благоприятные для роста давления, будет возникать антициклон.

Первая стадия - стадия молодого антициклона

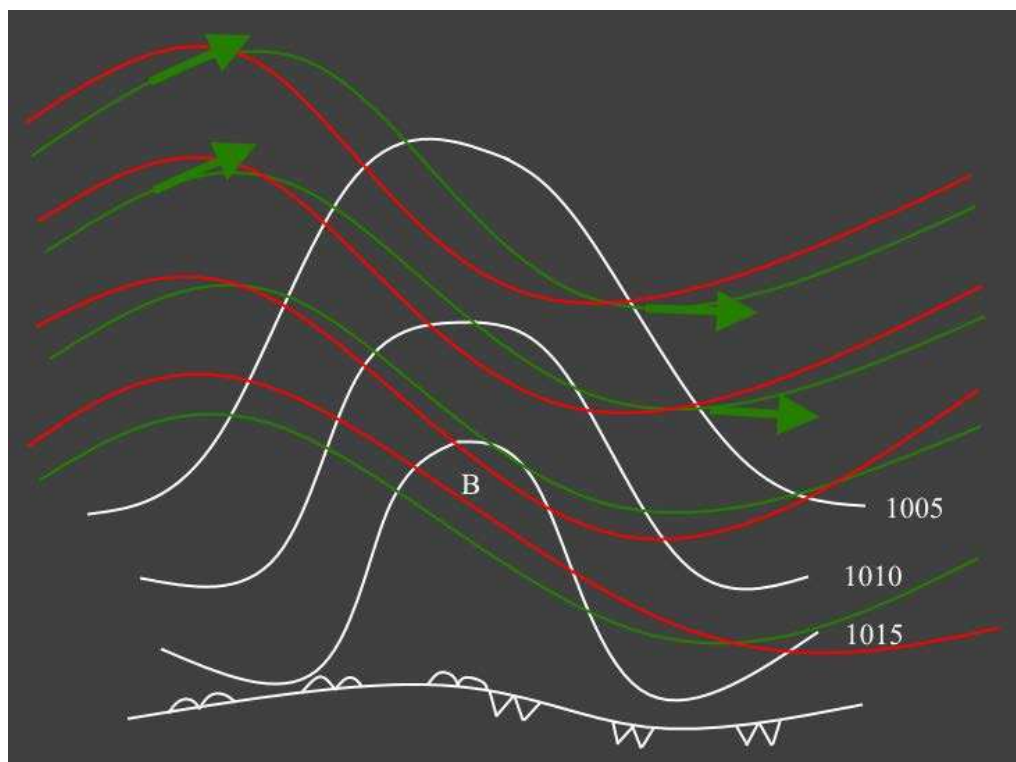


Рис. 20.2 Стадия молодого антициклона

У поверхности земли на этой стадии область высокого давления оформлена в виде гребня (замкнутые изобары существуют далеко не всегда). Такой гребень часто возникает либо в тылу циклона предыдущего члена циклонической серии, либо как отрог на северной периферии старого антициклона.

На периферии антициклона проходит система атмосферных фронтов, гребень высокого давления у земли располагается в холодной воздушной массе. На высотах над приземным гребнем хорошо выражена ВФЗ с максимальными градиентами температуры и давления.

С высотой на этой стадии антициклон быстро затухает, и уже на AT_{700} ему соответствует лишь слабый волнообразный изгиб в барическом поле (как и в термическом).

Влияние термического фактора: в тылу приземного гребня расположен высотный гребень, в передней части расположена высотная ложбина. Аналогичная структура наблюдается в термическом поле, причем развитие дальнейшего антициклона будет только тогда, когда термическое поле отстает от барического в направлении потока.

Это приводит к тому, что в тыловой части возникает адвекция тепла, которая приводит к усилению термического гребня и к падению давления у земли и росту давления на высотах. В передней части возникает адвекция холода, которая приводит к усилению термической ложбины и к росту давления у земли и падению давления на высотах.

Влияние вихревого фактора: во всей центральной части приземного антициклона в направлении потока выпуклые изобарические поверхности сменяются вогнутыми - по потоку переносится антициклоническая завихренность, что приводит к росту давления у поверхности земли.

Таким образом, суммарное действие вихревого и термического факторов приводит к тому, что в передней части антициклона будет наблюдаться максимальный рост давления - сюда будет перемещаться приземный центр антициклона. В тыловой части давление меняется мало - барические тенденции близки к нулю.

Таким образом, на этой стадии формируются условия для дальнейшего развития антициклона, который переходит в следующую стадию - стадию максимального развития.

Вторая стадия – стадия максимального развития антициклона

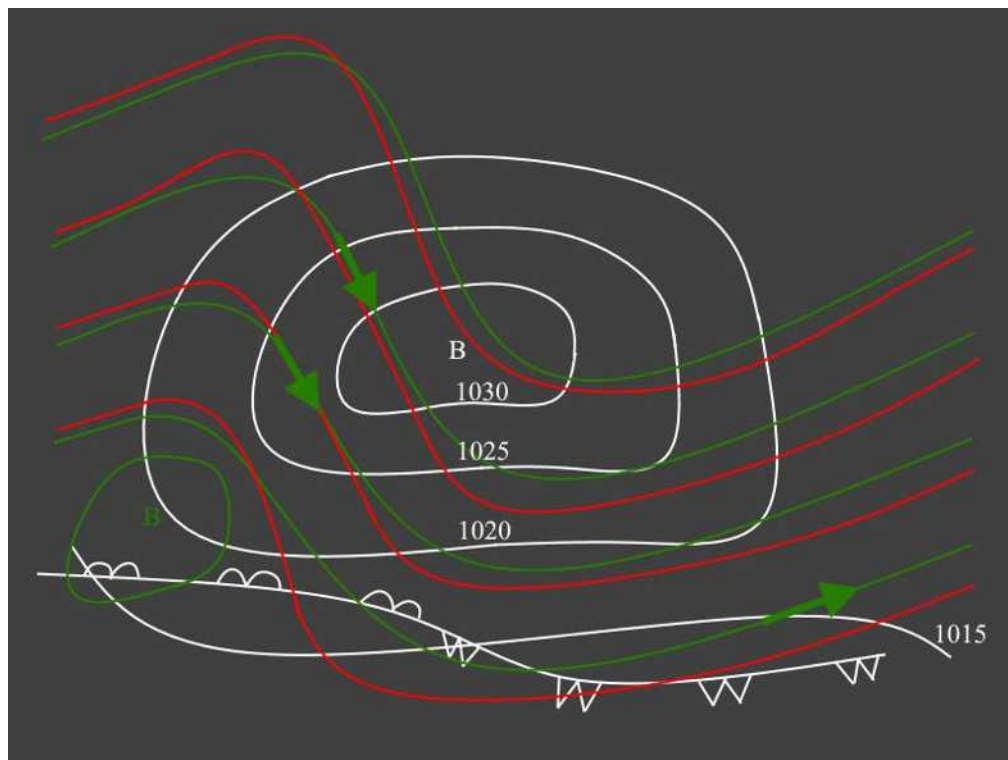


Рис. 20.3 Стадия максимального развития антициклона

На этой стадии уже появляется несколько замкнутых изобар, давление существенно возрастает.

Термический гребень расположен практически над приземным центром антициклона, но по-прежнему сохраняется небольшое смещение по потоку назад термического гребня относительно барического.

Влияние термического фактора: на этой стадии достаточно сильно проявляют себя вертикальные движения. В антициклоне за счет дивергенции у земли (в области высокого давления) и конвергенции на высотах (в зоне барической ложбины) формируются нисходящие движения, которые приводят к повышению температуры над антициклоном, зона максимальных контрастов температуры и давления (ВФЗ), уходит на периферию, в зону фронта.

У земли антициклон находится в холодной воздушной массе, но на высотах начинается постепенный прогрев за счет нисходящих движений — это один из факторов, который приводит к тому, что термический гребень расположен практически над центром антициклона. При этом термическая ложбина холода становится более узкой, и уходит вперед - на периферию антициклона, в переднюю часть.

Горизонтальные контрасты температуры на высотах над антициклоном значительно уменьшаются - термический и барический гребень приближаются к центру, а термическая и барическая ложбина от центра удаляются.

В передней части антициклона по-прежнему наблюдается адвекция холода, которая приводит к незначительному росту давления.

Над центром антициклона нисходящие движения и адвекция тепла интенсифицируют термический гребень, развитие которого приводит к падению давления.

Влияние вихревого фактора: перенос вихря способствует росту давления в центральной части (ось высотного гребня расположена позади приземного центра), и падению давления в значительной тыловой части антициклона. За счет переноса вихря высотный антициклон еще некоторое время продолжает усиливаться.

Таким образом, рост давления, вызванный переносом вихря, существенно не превышает падение давления, которое обусловлено термическим фактором.

Так как на этой стадии антициклон распространяется до больших высот, то в нижней, иногда даже в средней тропосфере, существует дивергенция потоков, которая в значительно меньшей степени компенсируется конвергенцией на высотах – это приводит к уменьшению веса атмосферного столба, и падению давления.

То есть, как и в случае циклона, к концу фазы максимального развития складываются условия, благоприятные для разрушения вихря - дальше антициклон будет постепенно исчезать, и переходить к стадии разрушения.

Третья стадия – стадия разрушения антициклона

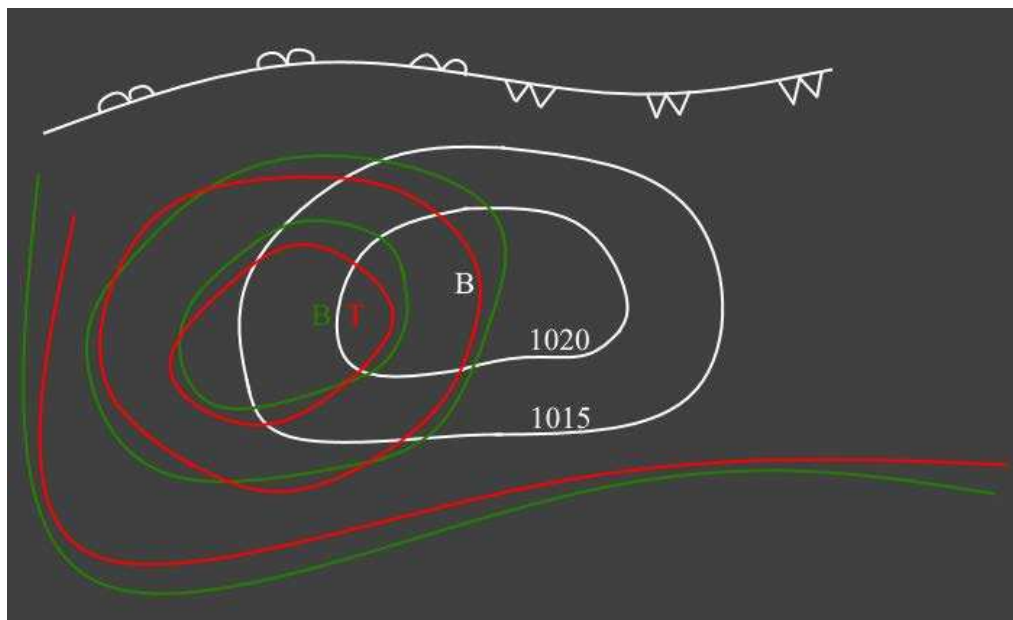


Рис. 20.4 Стадия разрушения антициклона

Антициклон постепенно нагревается (в основном за счет нисходящих движений), и становится термически симметричным теплым высоким образованием, фронтальная зона перемещается на его северную периферию.

На высотах формируется замкнутая циркуляция, высотный и приземный центры практически совпадают, в результате повышения температуры за счет адвекции и нисходящих движений в этом же районе формируется замкнутый локализованный очаг тепла.

Влияние термического фактора: углы адвекции близки к нулю, адвекция практически отсутствует и не приводит к изменению давления. Некоторое время к дальнейшему падению давления приводят нисходящие движения, но по мере разрушения антициклона нисходящие движения ослабевают, и рост температуры, с ними связанный, играет все меньшую роль в изменении приземного барического поля.

Влияние вихревого фактора: в силу замкнутой циркуляции на высотах переноса вихря не происходит, вихревой фактор не оказывает значительного влияния на изменение давления.

В итоге на этой стадии на изменение давления существенно влияет только один фактор — дивергенция потоков практически на всех уровнях, связанная с развитой антициклонической циркуляцией. В результате этой дивергенции давление падает, и антициклон постепенно разрушается.

Но, как и в случае циклона, создаются условия для последующего возникновения новых вихрей - на северной и северо-восточной периферии антициклона (куда далеко проник теплый воздух) формируются зоны максимальных контрастов температуры и давления, и там возникают условия для формирования новых антициклонов.

На этом мы заканчиваем разбор стадий развития циклонов и антициклонов, и переходим к обсуждению некоторых дополнительных моментов, касающихся особенностей изменения условий погоды, и возникновения циклонов и антициклонов.

Условия возникновения циклонов

подавляющее большинство циклонов, как говорилось ранее, возникают под ВФЗ. Возможно возникновение циклонов и вне ВФЗ, но они, как правило, являются малоподвижными, чаще всего это невысокие термические депрессии.

Чаще циклоны возникают на стационарных и холодных фронтах, а также вблизи точки окклюзии старых циклонов, на теплых фронтах циклоны возникают несколько реже.

Первый вариант - зарождение циклона на малоподвижном фронте

Образование фронтальной волны на малоподвижном фронте происходит достаточно часто, особенно если по обе стороны от стационарного фронта потоки направлены противоположно. В этом случае даже небольшого отклонения потока (вызванного влиянием более старых образований, влиянием рельефа, локальных источников тепла и т.д.) достаточно для того, чтобы возникла волна.

Далее в вершине волны теплый воздух проникает в более северные районы, формируется замкнутая область падения давления, вокруг нее начинает формироваться циклоническая циркуляция, которая усиливает волну.

Но на малоподвижном фронте редко возникает конфигурация термобарического поля, которая благоприятна для развития мощного вихря, циклоны могут возникать, но редко, и это глубокие образования. Чаще всего возникают устойчивые волны, которые не развиваются в вихри.

Второй вариант - зарождение циклона на холодном фронте

Циклон, возникающий на холодном участке фронта, обыкновенно получает дальнейшее развитие. В начальный момент он является вторичным, а в дальнейшем либо сливается с более старым циклоном, либо становится новым членом циклонической серии, и полноценно развивается.

Так происходит, потому что, как правило, холодный фронт пролегает в барической ложбине, где весьма малые барические градиенты - даже небольшого понижения давления достаточно для возникновения циклонической циркуляции. Формируется маленькая волна теплого и холодного фронта, давление продолжает понижаться, и формируется самостоятельный новый вихрь.

Если аналогичное по величине падение давления произойдет в зоне больших градиентов (например, на периферии циклона), никакой замкнутой циркуляции возникать не будет, образования самостоятельного вихря не произойдет.

Третий вариант - зарождение циклона на теплом фронте

Случай достаточно редкий, так как на теплом фронте редко возникает температурный контраст, необходимый для развития циклона.

Благоприятными условиями для возникновения циклонов на теплом фронте являются очень значительные градиенты температуры перед теплым фронтом – очень сильно выраженная адвекция тепла и резкий контраст между теплой и холодной воздушными массами способствуют возникновению нового вихря.

Поэтому, если на теплых фронтах и возникают циклоны, то весьма неглубокие и недолго существующие.

Четвертый вариант - зарождение циклона у точки окклюзии

У точки окклюзии, как правило, наблюдается устойчивая область падения давления - благоприятный фактор для формирования нового циклона. Кроме того, точка окклюзии, как правило, располагается в барической ложбине с небольшими градиентами, поэтому, как и случае холодного фронта, небольшого падения давления достаточно для того, чтобы сформировалась замкнутая циркуляция.

Но циклоны, которые достаточно возникают у точки окклюзии, при этом редко развиваются в мощный циклонический вихрь. Это связано со структурой термобарического поля в районе точки окклюзии.

Некоторые дополнительные замечания, касающиеся условий возникновения циклонов

Большая часть циклонов возникает на фронтах, которые хорошо прослеживаются во всей толще тропосферы. Если фронты прослеживаются не на всех высотах, или если они выражены достаточно слабо, то циклоны возникают редко, или возникают неглубокие образования, в которых давление редко опускается ниже 1000 гПа.

На приземных фронтах могут возникать только устойчивые волны, но при этом, если фронт у земли выражен слабо, а на высотах прослеживается достаточно хорошо, то циклон может возникнуть, причем возникновение циклонической циркуляции и деформационное поле циклона в итоге приводит к обострению фронта у земли – наблюдается взаимная положительная обратная связь.

Возникновению циклона чаще всего предшествует развитие вытянутой барической ложбины со слабыми градиентами давления - при наличии такой ложбины для прогнозирования циклона рекомендуется проведение дополнительных промежуточных изобар, которые позволят определить, где зарождается новый циклон, также необходим анализ карт барической тенденции и отслеживание направления ветра - очень часто именно поле ветра позволяет обнаружить зарождающуюся циклоническую циркуляцию. Если внутри такой вытянутой барической ложбины наблюдается увеличение облачности и локальное усиление осадков, возникает замкнутая область падения давления и циклоническая циркуляция – все это четко указывает на формирование нового циклонического вихря.

Если анализировать высотные поля, то можно сказать, что возникновению циклона предшествует волнообразный изгиб фронтальной зоны, причем для возникновения циклона нужно, чтобы высотная ложбина располагалась западнее приземной, а в передней части располагался гребень. Для возникновения антициклона в тылу должен располагаться высотный гребень, а в передней части высотная ложбина.

Мы еще вернемся к вопросу взаимодействия между приземными и высотными полями, когда будем говорить о механизме бароклинного развития.

В качестве заключения можно заметить, что схемы, рассмотренные выше, в известной степени идеализированы, и существует значительное количество исключений.

На этом мы заканчиваем обсуждать условия возникновения циклонов и переходим к свойствам циклонов на разных стадиях развития.

Свойства и условия погоды на разных стадиях развития циклонов

Стадия волны

На стадии волны фронт в передней части приобретает характер теплого, при этом холодный воздух отступает от линии фронта, а теплый воздух наступает. Теплый фронт приобретает характер анафронта - теплый воздух совершает восходящее скольжение по клину холодного, что сопровождается образованием слоистообразной облачности на больших пространствах перед теплым фронтом.

В тылу возникшего волнового фронтового возмущения холодный воздух постепенно распространяется в юго-восточном направлении, при этом составляющая скорости, направленная к фронту, в холодном наступающем воздухе меньше, чем в теплом - холодный фронт является катафронтом, над большей частью фронтальной поверхности теплый воздух совершает нисходящие движения - это холодный фронт второго рода. Происходит развитие конвекции и образование мощных облаков, выпадение ливневых осадков.

На стадии волны полоса осадков в районе фронта претерпевает существенные изменения - при возникновении волны и формировании холодного и теплого фронта она значительно расширяется перед теплым фронтом, и сужается в зоне холодного фронта второго рода - там в передней части осадки имеют характер обложных, а в тыловой части - характер ливневых, то есть, меняется еще и характер выпадения осадков.

При этом на стадии волны еще не существует явно выраженного теплого сектора, тем не менее, контрасты температуры в зоне фронта наблюдаются. Максимальные различия между секторами циклона развиваются уже к следующей стадии - стадии молодого циклона.

Лекция 21. Условия погоды в циклоне и условия, способствующие продолжению жизни циклона.

Продолжаем обсуждать погоду на разных стадиях развития циклона.

Стадия молодого циклона

На стадии развивающегося молодого циклона адвекция холода в тылу циклона выражена сильнее, чем адвекция тепла в передней части.

Барическая депрессия, центр которой совпадает с вершиной теплого сектора, продолжает углубляться и смещаться в северном направлении, так как по мере развития циклона холодный воздух проникает все дальше на север, а теплый распространяется все дальше на юг.

Давление в центре циклона падает на 10-20 гПа по сравнению с начальной стадией.

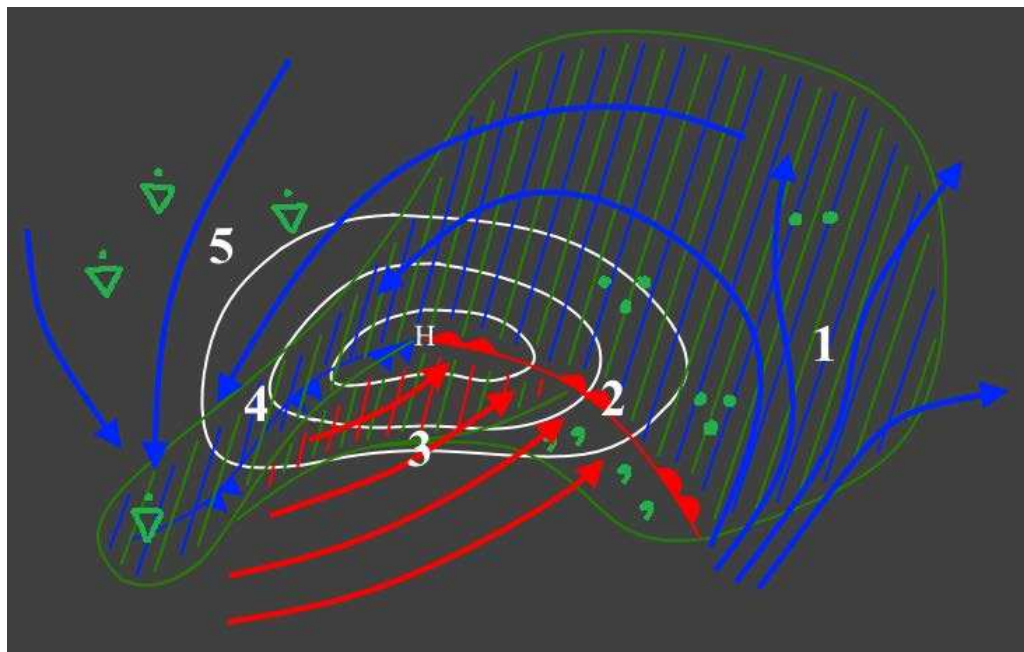


Рис. 21.1 Горизонтальная схема распределения условий погоды в циклоне

На рис. 21.1 изображена горизонтальная схема распределения условий погоды в различных секторах циклона — можно выделить 5 секторов циклона с разными условиями погоды.

Зеленым цветом обозначена зона осадков, зелено-синей штриховкой обозначена зона осадков в холодной воздушной массе, зелено-красной штриховкой обозначена зона осадков в теплой воздушной массе. Перед теплым фронтом выпадают обложные осадки, в зеленой зоне без штриховки могут выпадать осадки морозящего характера. На теплом фронте выпадают ливневые осадки, которые также могут наблюдаться в тёплом секторе.

Красными стрелками обозначены потоки теплого воздуха, синими стрелками обозначены потоки холодного воздуха.

На этой стадии атмосферные фронты имеют явно выраженный волновой изгиб - четко оформляется теплый сектор, занятый теплой воздушной массой. Видоизменяется область осадков - происходит расширение области осадков перед теплым фронтом, и сужение вдоль холодного фронта.



Рис. 21.2 Вертикальная схема распределения условий погоды в молодом циклоне

Рассмотрим условия погоды в различных секторах циклона на стадии молодого циклона (обозначения секторов см. на рис. 21.1):

1 и 2 сектор (холодная воздушная масса перед теплым фронтом и теплый фронт):

Внутри холодного клина в передней части циклона, на достаточном расстоянии от линии теплого фронта, там, где еще отсутствуют облака верхнего яруса, часто наблюдается неустойчивая стратификация. Таким образом, здесь может развиваться конвекция и происходит образование кучевых облаков. Однако, они редко достигают стадии кучево-дождевых облаков, и осадков, как правило, не дают – в этот сектор циклона притекает холодный воздух, идущий из более южных районов, что не способствует развитию конвекции.

Основной причиной конвекции является инсоляция - чем она больше, тем больше вероятность образования на дальней передней периферии циклона кучевой облачности. Однако, по мере натекания типичной облачной системы теплого фронта инсоляция уменьшается, процессы конвекции ослабевают, и кучевые облака постепенно рассеиваются и исчезают. Под покровом As их уже, как правило, не наблюдается.

При дальнейшем приближении теплого фронта начинаются обложные осадки. Зимой они выпадают уже из As, летом - только из Ns.

Также в этой области (что подробно разбиралось в теме фронтального анализа) могут наблюдаться разорванные облака.

Область выпадения осадков, как правило, достаточно точно совпадает с предфронтальной областью падения давления - у этих явлений есть общая причина - восходящие потоки теплого воздуха.

Непосредственно у линии теплого фронта облака могут не достигать уровня оледенения - перед теплым фронтом достаточно часто (еще до смены холодной

воздушной массы на теплую) у поверхности земли происходит ослабление осадков - из обложных они переходят в моросящие.

Иногда предфронтальная область осадков, связанная с теплым фронтом, сливается с областью осадков теплого сектора. Если в теплом секторе располагается воздушная масса с большим влагосодержанием, то могут выпадать осадки (не только моросящие, но иногда и крупнокапельные)

Из вышеописанной классической схемы бывают исключения: летом наличие континентального тропического воздуха в тёплом секторе достаточно часто может сопровождаться не только слоистообразными облаками, но и образованием кучево-дождевых облаков с выпадением ливневых осадков.

Также, по мере выхода теплого фронта на периферию циклона, площадь облачности существенно сокращается, на периферии теплый фронт становится катафронтом, что приводит к уменьшению интенсивности, а иногда и к прекращению осадков.

3 сектор (область теплого сектора):

Фронтальные осадки из слоисто-дождевых облаков, как правило, заканчиваются либо перед фронтом, либо непосредственно при прохождении фронта.

Температура с переходом в теплый сектор поднимается во всей толще тропосферы, ветер поворачивает вправо (что соответствует циклонической циркуляции), скорости ветра могут быть весьма значительными, особенно во внутренней части теплого сектора - здесь наблюдаются самые высокие скорости ветра во всем циклоне. Теплый сектор, как правило, характеризуется устойчивой стратификацией, поэтому ветры сильны, но не отличаются порывистостью.

Сильное падение давления перед теплым фронтом сменяется более медленным, иногда может даже наблюдаться слабый рост (если это заполняющийся циклон), облачность, осадки и видимость типичны для устойчивой теплой воздушной массы - моросящие осадки и волнообразные облака типа Sc, или адвективные туманы и St (если туман у земли рассеивается).

Можно отметить некоторые различия в условиях погоды на полярном и арктическом фронте.

- На полярном фронте:

Если в тёплом секторе наблюдается морской тропический воздух, то при падении давления и охлаждении от подстилающей поверхности начинается конденсация и образуется Sc или St, при большом влагосодержании воздушной массы они становятся достаточно мощными (особенно к северу), и могут стать коллоидально неустойчивыми, то есть, начать давать моросящие осадки. Чаше это наблюдается в морском тропическом воздухе в холодное полугодие. Могут наблюдаться даже моросящие туманы,

характерной особенностью которых является то, что они сохраняются и при значительных ветрах (так как связаны с адвекцией).

Если циклон расположен привычно (холодный воздух на севере, теплый - на юге, перемещается приблизительно запада на восток), то падение давления и соответствующее ему динамическое охлаждение (за счет расширения) максимально в западной части теплого сектора, поэтому осадки и облака больше развиты именно там. Зона облаков и осадков расширяется с юго-запада на северо-восток, в вершине теплого сектора будет наблюдаться максимальная площадь, занятая ими. Здесь могут выпадать крупнокапельные обложные осадки, которые в том числе связаны с общим подъемом теплого воздуха, вытесняемого воздухом более холодным.

В случае аномального расположения теплого сектора могут быть несколько иные условия, так, например, если в теплый сектор с юга или юго-востока проникает континентальный тропический воздух, который сохраняет свою влагонепустойчивость, то образуется не слоистые облака, а кучевые, которые могут достигать стадии Сб. С ними даже могут быть связаны внутримассовые грозы (т.н. грозы теплого сектора) - для континентов явление, характерное только для теплого полугодия, над океанами может наблюдаться как летом, так и зимой.

- На арктическом фронте:

Здесь морской умеренный воздух имеет меньшее влагосодержание, чем тропический, поэтому вероятность образования осадков, особенно крупнокапельных, в умеренном воздухе значительно меньше, чем в тропическом.

4 сектор (область холодного фронта)

Прохождению холодного фронта предшествует похолодание на высотах. В молодом циклоне, как правило, за несколько сотен километров до холодного фронта на высотах уже наблюдается холодная воздушная масса и адвекция холода, что способствует развитию неустойчивости, облачная система вытягивается вперед (см. рис. 21.2) – образуются Ac castellanus и Ac opacus, которые потом сменяются Сб.

Перед холодным фронтом, как правило, усиливается падение давления, за холодным фронтом давление резко растет — это обусловлено крутым наклоном фронтальной поверхности холодного фронта.

Как правило, во внутренней части циклона холодный фронт - второго рода, т.е. это - быстро движущийся фронт с активным вытеснением теплого воздуха вверх и образованием кучево-дождевых облаков, сопровождающихся ливневыми осадками, градом в теплое полугодие, грозовой деятельностью и шкваловыми явлениями.

Там, где холодный фронт выходят на периферию циклона, интенсивность восхождения теплого воздуха уменьшается - из резкого конвективного подъема он переходит в крупномасштабный медленный подъем, облачная система видоизменяется - вместо вала Сб получается система, представляющая собой зеркальное отражение облачной системы теплого фронта.

5 сектор (тыл циклона)

В тылу циклона, как правило, холодная воздушная масса приходит на более теплую подстилающую поверхность и приобретает неустойчивую стратификацию, при которой развивается интенсивная конвекция и образуются внутримассовые кучевые облака.

Эти облака уже не связаны с фронтом, они представляют собой не гряды, а отдельные ячейки, разбросанные достаточно хаотически, степень их развития зависит в первую очередь от свойств воздушной массы, а также от местных условий, времени суток, сезона, влагосодержания воздушной массы и т.д.

Если условия благоприятные - воздух холодный, подстилающая поверхность теплая, воздушная масса достаточно влажная, то будут наблюдаться ливневые осадки (рис. 21.1). Если условия менее благоприятные, или, например, в тылу циклон резко переходит в следующий за ним промежуточный антициклон, или гребень - давление повышается, то могут наблюдаться либо кучевые облака хорошей погоды *Cu humilis*., либо ясная погода. Также ясная погода может быть и при неустойчивой стратификации в циклоне в случае исключительной сухости холодного воздуха — это типичный случай для арктического фронта.

Перемежающиеся осадки ливневого характера, сопровождающиеся резким падением температуры в холодной воздушной массе, имеют специальное название - погода тыла. Это типичная погода, которая наблюдается в циклоне за холодным фронтом.

Нужно отметить, что в тылу циклона вследствие неравномерности адвекции холодного воздуха может быть весьма неравномерное распределение температуры — может возникнуть несколько зон больших контрастов температуры - вторичных холодных фронтов.

Понятно, что чередование погодных условий в молодом циклоне (передняя часть, теплый фронт, теплый сектор, холодный фронт, тыл) будет наблюдаться в случае, если пункт наблюдения находится южнее центра циклона.

Если пункт наблюдения расположен достаточно близко от центра циклона, то сначала происходит падение давления - ветер в этом случае вращается влево с высотой, происходит типичное для теплого фронта натекание облачности - сначала *Cs*, потом *As*, потом *Ns*, с приходом *Ns* выпадают обложные осадки, причем основания облаков, как правило, расположены выше, чем в более южной части циклона, и осадки, выпадающие из этой облачной системы, менее интенсивны. Затем давление постепенно начинает расти, и облака сменяются в обратном порядке - *Ns* сменяется *As*, обложные осадки прекращаются, последними проходят *Cs*. Иногда могут появляться *Cb* и выпадать ливни.

Если пункт наблюдения расположен на периферии циклона, то облаков нижнего яруса не наблюдаются - облака представлены слоистообразной облачностью, которая

появляется на юго-западе, исчезает на юго-востоке, и представлена только облаками среднего и верхнего яруса.

Иногда на периферии циклона можно увидеть несколько пересекающихся полос Cs — это типичный признак того, что мы имеем дело с несколькими фронтами, так как полосы Cs всегда параллельны фронту.

Если пункт наблюдения расположен севернее центра циклона, то в этом случае условия погоды похожи на те, что наблюдается в окклюдированных циклонах, к которым мы и переходим.

Стадия окклюдированного циклона

Можно сказать, что циклон продолжает развиваться, пока в нем сохраняется теплый сектор - как только теплый сектор исчезает, возникают предпосылки для последующего заполнения циклона. Насколько быстро после момента окклюдирования циклон заполнится, зависит от целого ряда факторов — это свойства воздушной массы, степень неустойчивости воздушных масс, контрасты температуры, влагосодержание воздушных масс, местные факторы и т.д.

Обсудим причины, которые могут привести к тому, что начавший заполняться циклон будет сохраняться достаточно длительное время. Эти процессы можно разделить на два типа:

- загиб окклюзии - внутренний механизм возрождения циклона, связанный непосредственно с циркуляцией циклона
- регенерация циклона — механизм возрождения циклона, связанный с внешними процессами, происходящими в окрестности циклона

Загиб окклюзии

При окклюдировании циклона теплый сектор исчезает, пропадает температурный контраст у земли, циклон становится холодным термически симметричным образованием и постепенно затухает. Но, если после окклюзии сохраняется температурная асимметрия в окрестности центра циклона, это может привести к тому, что циклон будет продолжать свое существование.

Дело в том, что только при нейтральной окклюзии холодные воздушные массы в передней и тыловой части циклона имеют приблизительно одинаковую температуру, при окклюзии по типу теплого или холодного фронта эта температура различна.

Загиб окклюзии - это процесс, более характерный для окклюзии по типу теплого фронта (например, для холодного полугодия в ЕТР, когда в тыл циклона приходит воздух с Атлантики, а в передней части располагается континентальный воздух, который зимой над снежным покровом охлаждается).

В этом случае при окклюдировании циклона менее холодный воздух оказывается как бы во вторичном теплом секторе - возникает температурный контраст и адвекция.

То есть, вторичная температурная асимметрия приводит к возрождению и к дальнейшему углублению, а ни затуханию циклона. Холодным фронтом становится часть бывшего фронта окклюзии, которая под влиянием циклонической циркуляции переместилась на юг, бывший фронт окклюзии становится новым теплым фронтом, а старый теплый сектор уходит далеко на периферию.

Загиб окклюзии может повторяться несколько раз, пока сохраняется контраст воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии, циклон может возрождаться вновь и вновь (хоть и происходит это нечасто). В результате неоднократного загиба окклюзии давление в центре циклона может падать вплоть до 950-970 гПа. При этом растут градиенты давления и скорости ветра, которые могут достигать штормовых и даже ураганных значений.

Процесс загиба окклюзии достаточно часто наблюдается в центральных циклонах — первых членах циклонической серии (правда, чаще их возрождение связано с регенерацией, о которой мы поговорим далее).

Погода в окклюдированных циклонах:

В циклонах со вторичным теплым сектором условия погоды такие же, как и в молодом циклоне, единственное отличие - во вторичном теплом секторе даже в холодное полугодие достаточно часто могут наблюдаться ливневые осадки, поскольку в нижнем слое эта воздушная масса теплая, а на высотах холодная (за счет восходящих движений в циклоне) - получаем неустойчивую стратификацию, которая приводит к развитию конвекции к возможности формирования кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками.

В окклюдированных циклонах без вторичного теплого сектора выделяется две зоны — это центральная и передняя часть циклона и часть за фронтом окклюзии.

Степень различия условий погоды в этих двух частях определяется целым рядом факторов: в первую очередь, тем, насколько сильно по своим свойствам различаются воздушные массы по обе стороны от фронта, а также местными факторами, которые могут усиливать или ослаблять фронт, также сезоном и временем суток.

В заполняющихся окклюдированных циклонах фронты постепенно размываются, сплошная зона обложных осадков распадается на отдельные участки. По мере разрушения циклона условия погоды постепенно выравниваются во всех его частях, затем циклон исчезает.

Регенерация циклонов

Обсудим, когда может происходить возрождение циклона за счет влияния внешних факторов. Можно выделить шесть типов регенерации циклона, наиболее часто встречающихся два: первый - регенерация при вхождении в систему окклюдированного циклона нового основного фронта, второй - развитие вблизи центра существующего циклона нового циклонического образования, с постепенным их слиянием.

Регенерация при вхождении в систему окклюдированного циклона нового основного фронта

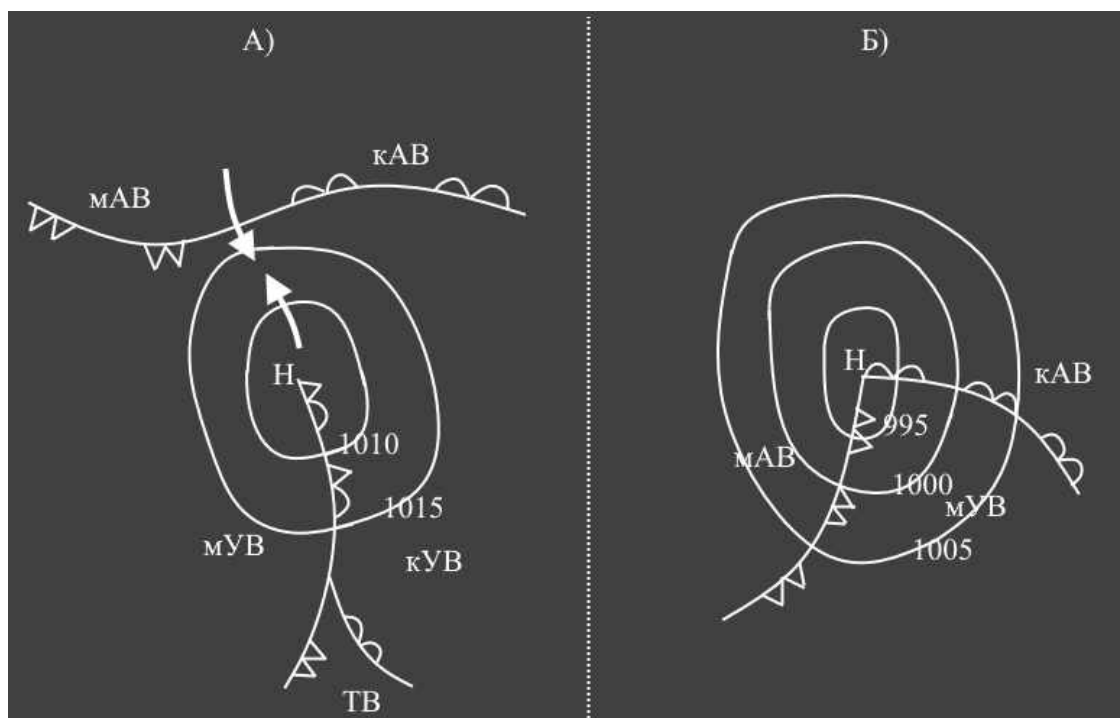


Рис. 21.3 Регенерация при вхождении в систему окклюдированного циклона нового основного фронта

Если с юго-востока, или с юга на север перемещается окклюдированный циклон полярного фронта, а с севера на юг в противоположном направлении смещается участок арктического фронта, то при их сближении на арктическом фронте возникает волна, которая постепенно приводит к образованию в вершине этой волны нового циклонического образования (рис.21.3 а).

То есть, происходит сближение четырех воздушных масс - континентального и морского умеренного воздуха и континентального и морского арктического воздуха, которые имеют значительный контраст температуры. Проникновение свежих порций холодного воздуха в тыл циклона, начавшегося уже заполняться, создает нарушение термической симметрии и дополнительный контраст температур, который и является источником кинетической энергии для дальнейшего углубления циклона.

На новом фронте возникает, по существу, самостоятельный циклон, в результате происходит слияние нового циклонического образования, возникшего на арктическом фронте, со старым циклоном (рис. 21.3 б), оно происходит очень быстро (центр циклона “впрыгивает” на новый фронт), часто его невозможно отследить на последовательных синоптических картах.

Нужно отметить, что такой процесс наблюдается достаточно часто, но не всегда, - должна быть определенная конфигурация термобарического поля, которая позволит произойти регенерации

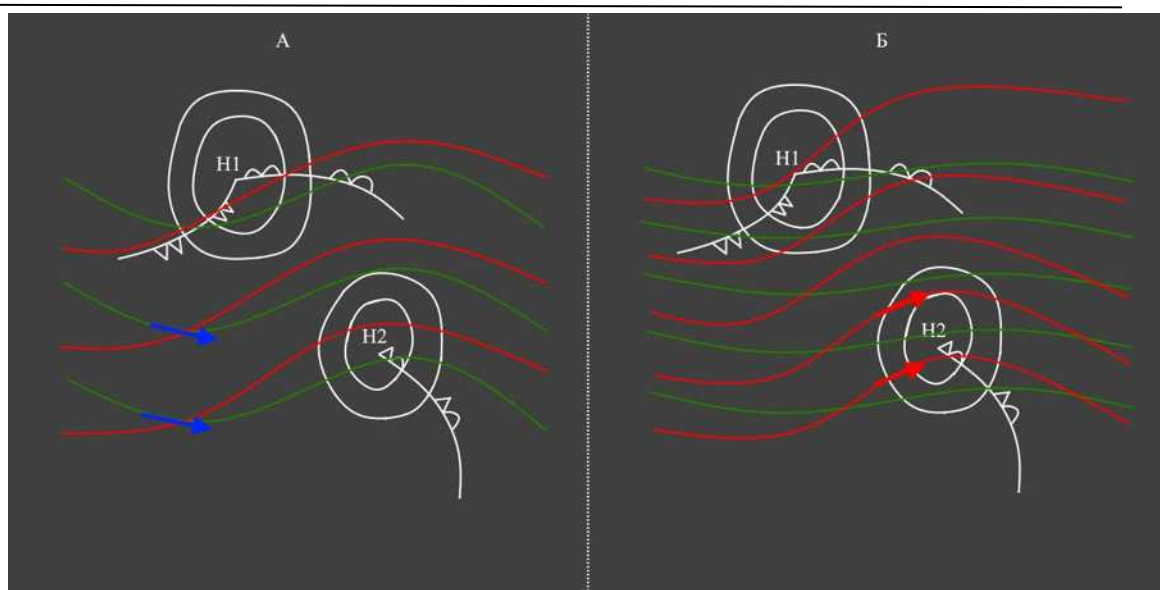


Рис. 21.4 Благоприятная и неблагоприятная структура термобарического поля

При взаимном расположении высотного и термического поля, изображенного на рис. 21.4 а) происходит адвекция свежих порций холодного воздуха в тыл старого циклона - циклон будет развиваться.

При взаимном расположении высотного и термического поля, изображенного на рис. 21.4 б) (меньше выражен волнообразный изгиб на высотах AT_{700} , термический гребень расположен ближе) в тыл циклона идёт заток теплого воздуха - при таком термобарическом поле циклон регенерировать не будет.

Такого рода процессы регенерации могут повторяться неоднократно и поддерживать существование глубоких обширных малоподвижных депрессий. В частности, существование над океанами (особенно в холодное полугодие) Исландской и Алеутской депрессий во многом связано с такой неоднократной регенерацией, обусловленной затоком свежих порций холодного арктического воздуха, которые возобновляют существование термического контраста и продлевают цикл жизни циклонов.

Развитие нового циклона из волны на участке холодного фронта предыдущего циклона

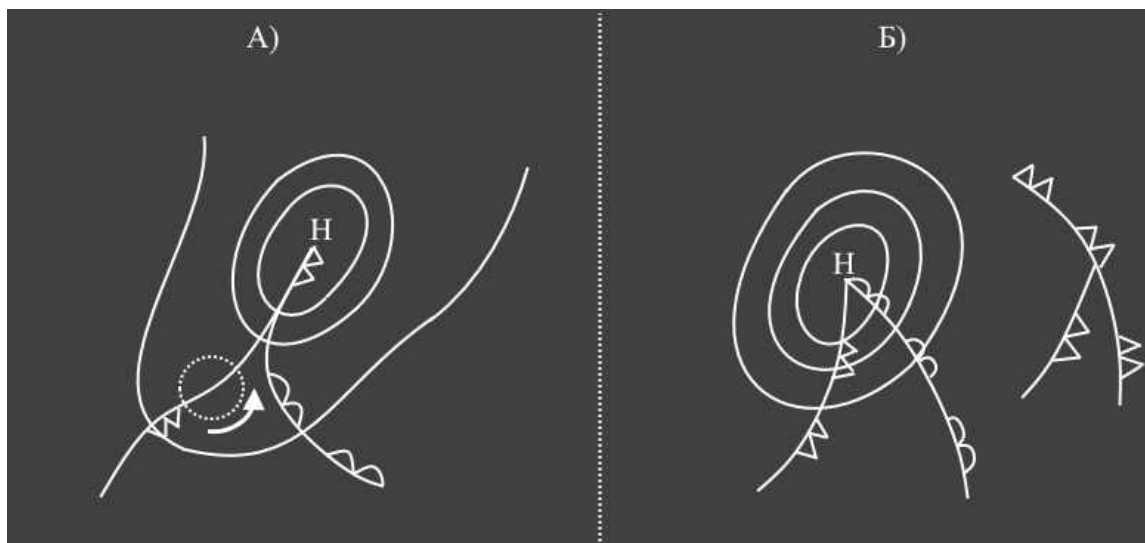


Рис. 21.5 Развитие нового циклона из волны на участке холодного фронта предыдущего циклона

Это второй из наиболее часто встречающихся случаев регенерации. На холодном фронте окклюдированного циклона в условиях разреженного барического поля возникает волна, которая сопровождается падением давления и оформлением циклонической циркуляции - на этой волне развивается новый молодой циклон.

Если в районе возникающей волны присутствует неустойчивая стратификация и велики температурные контрасты между воздушными массами, новый циклон будет развиваться и попадет в циркуляцию старого циклона, в результате чего уже буквально через несколько часов произойдет их слияние - давление в старом циклоне резко понизится, а старая фронтальная система уйдет на периферию (рис. 21.5). Процесс этот настолько быстрый, что на последовательных синоптических картах его можно не отследить.

Благоприятная термобарическая ситуация для этого случая регенерации - большой контраст температур в районе холодного фронта и параллельность изогипс абсолютной и относительной топографии на холодном участке фронта.

Итак, мы рассмотрели два наиболее часто встречающихся типа регенерации циклона, теперь перейдем к более редким. Небольшое замечание по поводу отличий регенерировавшего циклона от нового молодого циклона:

- вертикальная структура - регенерирующий циклон всегда будет высоким, тогда как молодой циклон развит только в нижней тропосфере
- в регенерировавших циклонах давление в центре намного ниже, чем в молодых циклонах, так как происходит углубление ранее существовавшего циклона

Регенерация при вторжении более теплого воздуха

Этот случай наблюдается, например, когда в затухающий циклон на арктическом фронте входит система полярного фронта, и проникают более теплые тропические воздушные массы.

Такая ситуация происходит намного реже двух рассмотренных случаев, потому что для регенерации на теплом фронте необходимо, чтобы в переднюю часть заполняющегося циклона происходило вторжение сильно отличающихся по температуре порций теплого воздуха - такое термобарическое поле на теплом фронте наблюдается достаточно редко.

Взаимодействие полярно-фронтального и тропического циклонов

Еще один редкий и очень интересный случай – взаимодействие полярно-фронтального и тропического циклонов. Это очень опасный процесс, имеющий взрывной характер и сопровождающийся весьма широким спектром неблагоприятных и даже опасных явлений.

Тропические циклоны возникают только в тропиках и перемещаются в соответствии с пассатным переносом с востока на запад, попадая на западную периферию субтропического антициклона они поворачивают, и уходят на север. Попадая в субтропические и умеренные широты, где температура поверхности океана значительно меньше, и энергии скрытого тепла при такой температуре уже недостаточно для поддержания мощнейшей вихревой циркуляции, тропические циклоны, как правило, исчезают.

При этом поворот траектории тропического циклона происходит в районе 25 – 28° широты, а полярный фронт, как правило, расположен значительно севернее — это 40 – 45° широты. Однако, бывают исключения, и полярный фронт может проникать в субтропики и доходить примерно до 30° – в этом случае циклон полярного фронта может своей периферией захватить циркуляцию тропического циклона.

В этом случае возникает сильнейший температурный контраст, и происходит резкое углубление полярно фронтального циклона. По сути, эти два образования сливаются в мощнейший циклон - давление в центре может опускаться до 960 гПа, иногда и ниже.

Этот циклон, в отличие от тропического, уже термически асимметричный, в нем явно выражен теплый сектор, в котором как раз и находится воздух тропического циклона, а в тылу происходят адвекция холодного воздуха. Происходит резкое понижение давления, резкое усиление процессов облако- и осадкообразования, наблюдаются огромные градиенты давления и штормовые, иногда даже ураганные скорости ветра, очень интенсивные продолжительные осадки, приводящие к наводнениям и к выходу рек из берегов.

На территории России такое взаимодействие полярно-фронтального и тропического циклонов наблюдается только на территории Дальнего Востока и Приморья, где

тропические циклоны, сформировавшиеся на северо-западе Тихого океана, к северу и северо-востоку от Филиппин, могут сливаться с полярно-фронтовыми циклонами, пришедшими с Дальнего Востока.

В этом случае регенерирующий атмосферный вихрь может очень серьезно нарушать жизнь Дальнего Востока, Приморья, Сахалина, Курильских островов, но по мере продвижения вглубь континента все процессы достаточно быстро ослабевают, и уже в районе Хабаровска проявляют себя намного меньше.

Лекция 22. Условия погоды в антициклоне и условия, способствующие продолжению жизни антициклона.

Вначале обсудим два оставшихся случая регенерации циклонов:

Объединение двух циклонов

Углубление барического поля также может происходить при сближении и объединении двух циклонических возмущений. Два центра в результате циркуляции могут двигаться навстречу друг другу, при их объединении возникает новое, более глубокое образование.

Такой процесс наиболее часто происходит в циклонической серии – если к самому восточному (самому старому) циклону приближается следующий член циклонической серии, может произойдет их объединение, и старый циклон перестанет заполняться. Такая регенерация может происходить неоднократно – последующие члены циклонической серии могут вливаться в циркуляцию центрального циклона, и таким образом он может существовать десятки дней, иногда до месяца.

Регенерация, связанная с изменением условий трения

Последний случай регенерации, который мы рассмотрим, имеет характер намного более локальный по сравнению с предыдущими — это регенерация, связанная с изменением условий трения.

При переходе циклона суши на море одна из основных причин заполнения циклона — это конвергенция потоков, которая приводит к накоплению массы, увеличению веса атмосферного столба и росту давления.

Основная причина конвергенции - сила трения, которая определяется шероховатостью поверхности. Естественно, шероховатость над океаном намного меньше, поэтому если циклон, заполняющийся над сушей, выходит на водную поверхность, процесс заполнения может приостановиться.

Такого рода регенерация имеет региональный характер, и как правило, наблюдается только в узких прибрежных зонах. Если структура термобарического поля такова, что условия для падения давления отсутствуют, довольно быстро произойдет заполнение и полное исчезновение циклона.

На этом закончим обсуждать циклонические образования, и перейдем к условиям погоды в антициклонах.

Свойства и условия погоды на разных стадиях развития антициклонов

Стоит отметить, что условия погоды в антициклонах более однородные, и основная причина этого заключается в том, что атмосферные фронты не могут проходить через центральную часть антициклона из-за расходимости потоков. ВФЗ в свободной атмосфере над антициклоном может существовать – она размывается существенно меньше приземных фронтов, так как влияние трения в свободной атмосфере значительно меньше.

Фронт может проходить либо на периферии антициклона, либо (если имеется циклонический изгиб изобар) фронт может входить, например на южной периферии антициклона и выходить на северной - над центральной частью антициклона на высотах будет контраст температуры, даже могут быть облака, связанные с ВФЗ, а у земли фронт размоется.

Если говорить о характерных особенностях структуры антициклонов (в циклонах это атмосферные фронты), которые будут определять условия погоды, и систему облаков и осадков, с ними связанные, то в антициклонах такой характерной особенностью можно назвать наличие инверсий температуры, причем инверсии могут иметь весьма различное происхождение.

Инверсии

Приземная радиационная инверсия

Существует два типа погоды в антициклонах – ясная и облачная.

При наличии ясной погоды днем происходит интенсивный радиационный прогрев, а ночью - интенсивное радиационное выхолаживание (вследствие отсутствия облаков). От охлаждающейся подстилающей поверхности охлаждаются приземные слои воздуха, на высотах воздух охлаждается меньше - возникает приземная радиационная инверсия.

В теплую часть года и в переходные сезоны такая инверсия возникает только в ночное время, а утром, при поступлении солнечной радиации, она исчезает. Максимальные инверсии возникают в понижениях рельефа, мощность их составляет всего несколько метров или десятков метров (редко до сотни метров).

В зимнее время радиационное выхолаживание может продолжаться и в дневное время, устойчивый слой инверсии сохраняется, причем инверсия увеличивает свою мощность и интенсивность от суток к суткам. Такие инверсии могут сохраняться днями, неделями, и даже месяцами. Надо льдами Северного Ледовитого океана, над Антарктидой, над Гренландией, а также над центральными частями материков (район Сибирского и Канадского антициклонов), такие инверсии могут сохраниться очень длительное время, причем они имеют большую вертикальную мощность - их высота доходит до 1-2 км, а иногда и более. Скачок температуры также может быть очень большим, например, в районе Оймякона, или Верхоянска (оба расположены в котловинах), перепад температуры между приземным слоем и верхней границей инверсии может составлять 20°C и более.

Приподнятая инверсия

Также в антициклонах могут наблюдаться тонкие слои инверсии внутри пограничного слоя, которые начинаются на высоте нескольких десятков или сотен метров.

Такие инверсии чаще всего возникают, когда разрушается инверсия в приземном слое, например, при наличии ветра - если скорости ветра в приземном слое достаточно велики, то инверсия в приземном слое может разрушаться, а на высотах она сохраняется.

Также при начале радиационного прогрева прогревается в первую очередь поверхность, а от нее прогревается приземный воздух - у земли инверсия разрушится, а на высотах она сохранится.

С такими приподнятыми инверсиями связано образование подинверсионной облачности – в первую очередь, слоистые и слоисто-кучевые облака. Если инверсии распространяется до земли, и влажность воздуха достаточно велика, то с такими инверсиями будет связано образование радиационных туманов.

Самым характерным типом инверсии для антициклонов является инверсия оседания.

Инверсия оседания

В антициклонах наблюдаются нисходящие движения воздуха, согласно адиабатическому процессу при опускании воздух нагревается, причем нагрев пропорционален пройденному расстоянию. При этом, опускающийся слой воздуха не только нагревается, но и сжимается – опускаясь, плотность воздуха растет. В результате, при опускании верхние слои прогреваются сильнее, чем нижние, температура с высотой повышается, образуется инверсия оседания.

Как правило, инверсии, расположенные выше пограничного слоя в свободной атмосфере — это преимущественно инверсии оседания.

Инверсия является поверхностью раздела в атмосфере, - за счет скачка температуры возникает и скачок плотности. Для поверхностей раздела характерно развитие волновых процессов - под инверсией возникают волны. Там, где происходит подъем - начинается конденсация, там, где происходит опускание - конденсация прекращается, и образуются волнообразные облака (если воздух достаточно влажный).

Если инверсия оседания достаточно низкая, это будут слоисто-кучевые облака - волнообразные облака нижнего яруса, если инверсия происходит на больших высотах (3-5 км), то могут образовываться высококучевые облака, если инверсия еще выше, то могут образовываться и перисто-кучевые облака.

Инверсия работает как крышка кастрюли, которая не позволяет воздуху подниматься выше - под ней скапливаются как всевозможные примеси, так и продукты конденсации, поэтому в результате резкого увеличения продуктов конденсации под инверсией может образовываться и сплошной слой облаков, например, слой слоистых облаков.

С приподнятой инверсией и инверсией оседания связано образование второго типа антициклональной погоды - облачной, иногда со сплошным слоем облачности (преимущественно это либо St, либо Sc и Ac).

Условия погоды в различных частях антициклонов

Как уже было упомянуто, на периферии антициклона могут проходить атмосферные фронты, кроме того, погода на периферии антициклона может оказываться под влиянием соседних образований - чаще всего это циклонические формы.

Так как фронты в антициклонах не получают достаточного развития, то основной фактор, который определяет различия в условиях погоды — это различные свойства воздушных масс, которые поступают в антициклон. В антициклонах западная часть и северная периферия находятся в потоках теплого воздуха, идущего из более низких широт, а центральная и восточная часть (частично южная) находятся под влиянием холодных воздушных масс, приходящих с севера – естественно, это будет являться причиной различных погодных условий.

Кроме этого, антициклоны могут иметь очень большие горизонтальные размеры, в этом случае северная и южная периферии оказываются в условиях разного радиационного баланса, а значит, разной температуры подстилающей поверхности, разных условий облачности, и т.д. - все это будет обуславливать разные условия погоды.

Также, при таких больших размерах антициклона, подстилающая поверхность неизбежно будет неоднородной, в связи с этим также могут возникать различные погодные условия в разных частях антициклона.

Обсудим особенности погоды в различных секторах антициклона.

Центр антициклона

В центре антициклона в связи с нисходящими движениями преобладает малооблачная погода, однако в холодное время года, в случае влажной воздушной массы, в центральной части антициклона может наблюдаться сплошная облачность, преимущественно St и Sc.

Как зимой, так и летом для этой части антициклона характерно образование радиационных туманов.

Также в центре антициклона часто преобладают штилевые условия - в силу дивергенции здесь малоградиентное барическое поле, поэтому ветра слабые и переменных направлений.

Северная окраина антициклона

На окраинах антициклона наблюдаются условия погоды, которые в общих чертах сходны с условиями в примыкающих секторах циклонов. Северная окраина антициклона, как правило, примыкает к теплему сектору циклона, центр которого расположен южнее.

В холодное полугодие здесь часто наблюдается значительная сплошная облачность, преимущественно St и Sc, из которых могут выпадать слабые осадки.

Также, при проникновении теплого фронта на северную окраину антициклона, может сохраняться (пусть и не такая мощная, как в циклоне) система As и Ns, которые могут давать не только морсящие, но и крупнокапельные осадки (не очень интенсивные).

Также на северной периферии достаточно часто наблюдается образование туманов, а летом может наблюдаться небольшое количество облаков верхнего яруса, которые в дневное время дополняются развитием кучевой облачности.

Западная окраина антициклона

Западная окраина антициклона — это основной район, где происходит адвекция более теплого, а следовательно, и более влажного воздуха.

Как правило, западная окраина примыкает к передней части циклона, где проходит теплый фронт, поэтому наиболее удаленные от фронта облака облачной системы теплого фронта заходят на западную периферию антициклона, преимущественно это Ci и Cs. В холодное полугодие здесь преимущественно наблюдаются слоистые и слоисто-кучевые облака, которые могут достигать значительной вертикальной мощности.

Зона осадков обыкновенно перемещается вдоль изобар по западной периферии, и дальше может распространяться и на северную окраину антициклона. Могут наблюдаться достаточно обширные зоны слабых осадков. Кроме того, осадки могут быть связаны с верхним фронтом, который отделился от фронта окклюзии соседнего циклона.

Если антициклон малоподвижный, и существует над определенным районом длительное время (случай блокинга), то на западной периферии может накапливаться несколько параллельных друг другу фронтов, в результате чего создаются большие контрасты температуры, часто еще и контрасты давления - в этом случае именно на западной периферии возникают очень сильные ветры. Могут возникать даже штормовые ветры, если близко от западной периферии антициклона расположен циклон.

Также можно отметить, что на западной периферии антициклона в летнее время возникают условия, благоприятные для грозовой деятельности - если там не развита мощная инверсия (т.е. если антициклон существует не очень долго), если воздушная масса, идущая со юга, имеет большое влагосодержание (например, это морской тропический воздух), то именно западная периферия является наиболее благоприятной областью для развития кучево-дождевых облаков и сопровождающих их гроз.

Южная окраина антициклона

Южная периферия антициклона примыкает к северной части циклона, расположенного южнее - чаще всего здесь наблюдаются облака верхнего, иногда среднего яруса, причем зимой из этих облаков может выпадать слабый снег.

Характерная особенность этой части антициклона - зимой именно на южной окраине могут возникать большие градиенты давления и развиваться сильные ветра, с которыми могут связаны быть такие опасные явления, как Новороссийская бора.

Восточная окраина антициклона

Восточная периферия антициклона граничит с тыловой частью циклона. Летом, при неустойчивости воздушных масс, на восточной окраине могут образовываться кучевые облака, достигать стадии кучево-дождевых, что сопровождается выпадением внутримассовых ливневых осадков.

Зимой (так как происходит вторжение холодного и сухого воздуха) на восточной окраине господствует малооблачная погода, иногда бывают несплошные Sc, которые образуются в результате растекания кучево-дождевых облаков из тыла циклона. Кроме того, сюда могут проникать отдельные сплошные облака из северной периферии антициклона. Эти облака носят подинверсионный характер, иногда могут сопровождаться слабыми осадками.

Обычно, восточная окраина антициклона (наряду с центром) - район, где чаще всего наблюдается ясная и безоблачная погода, с наименьшей вероятностью образования облаков и выпадения осадков.

Регенерация антициклонов

Как и в случае циклона, антициклон при определенных условиях может прекратить свое исчезновение и увеличить интенсивность. Существует два основных вида регенерации антициклонов.

Слияние заключительного антициклона циклонической серии с расположенным южнее старым ослабленным антициклоном

Это - самый распространенный вид регенерации антициклонов.

В случае циклонической серии на полярном фронте субтропические антициклоны, расположенные южнее, постепенно ослабевают, давление падает, а заключительный антициклон серии формируется в холодном умеренном воздухе — это вторжение холодного воздуха в субтропический антициклон создает температурную асимметрию и приводит к регенерации антициклона. Давление в нем вновь возрастает, после этого обостряется фронт на его периферии, и возникает новая циклоническая серия.

Развитие нового антициклона в отроге существующего

В отроге заполняющегося антициклона, по северной периферии которого проходит фронтальная система, возможно формирование самостоятельного центра высокого давления, который перемещается в направлении предыдущего центра - может произойти слияние этих двух систем, что приведет к регенерации антициклона.

При этом фронт смещается на южную периферию, то есть, возрождение антициклона происходит в холодном воздухе.

Развитие нового антициклона происходит на фоне барического поля, сформированного в старом антициклоне - область высокого давления прослеживается до больших высот, причем старый антициклон уже, как правило, термически симметричное теплое образование. На этом фоне молодой антициклон развивается очень быстро - не всегда удается отследить стадии его развития.

На этом мы заканчиваем рассмотрение антициклонов, и переходим к обсуждению перемещения циклонов и антициклонов.

Перемещение циклонов и антициклонов

Так как у циклонов и антициклонов единая природа, естественно, что и закономерности, определяющие их перемещения, будут едиными для циклонов и антициклонов (однако, при этом один и тот же фактор может противоположным образом влиять на перемещение циклона и антициклона).

Еще на заре зарождения теорий цикло- и антициклогенеза многие ученые обращали внимание, что, во-первых, циклоны имеют тенденцию перемещаться в сторону максимального падения давления, а антициклоны - в сторону роста давления, во-вторых, перемещение приземных центров циклонов и антициклонов зависит от структуры поля ветра в средней и верхней тропосфере.

Это было ясно из анализа приземных карт и карт барической топографии, и долгое время перемещение циклонов и антициклонов прогнозировали по правилу ведущего потока - по картам абсолютной топографии строили направлению потока, и учитывая скорость, прогнозировали, насколько этот поток переместится за интересующий промежуток, определяя по этому будущее положение приземного центра (тут можно провести аналогию: ведущий поток – река, приземный центр – мячик, плывущий в ней).

С появлением гидродинамических методов модель переноса потеряла свою значимость, однако она до сих пор используется, например, для оценки переноса примесей, распространения загрязнений.

Формула для переноса приземного центра

Получим формулу для переноса приземного центра:

Рассмотрим перемещение некоторой изобарической поверхности $H_{p_1}(x, y, t)$. Для того, чтобы оценить изменение положения центра барического образования, запишем уравнение для градиентов давления по осям Ox и Oy .

Полная производная от градиента геопотенциала по осям Ox и Oy (вертикальные перемещения не рассматриваем):

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x}$$

Для центра циклона и антициклона выполняется условие (т.к. это экстремум):

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial y} = 0$$

Откуда

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} = 0$$

Получаем (индекс “ц” подчеркивает принадлежность к центру циклона):

$$u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = - \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x}$$

$$u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} = - \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y}$$

Далее преобразуем правые части уравнений системы, используя параметрическую формулу геопотенциала:

$$u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = R \ln \frac{P_1}{P} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_P}{\partial t}$$

$$u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} = R \ln \frac{P_1}{P} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_P}{\partial t}$$

Где H_P – изобарическая поверхность, лежащая выше H_{p_1} , а $\tilde{T}$ – средняя температура слоя, лежащего между поверхностями H_{p_1} и H_P (см. рис. 22.1).

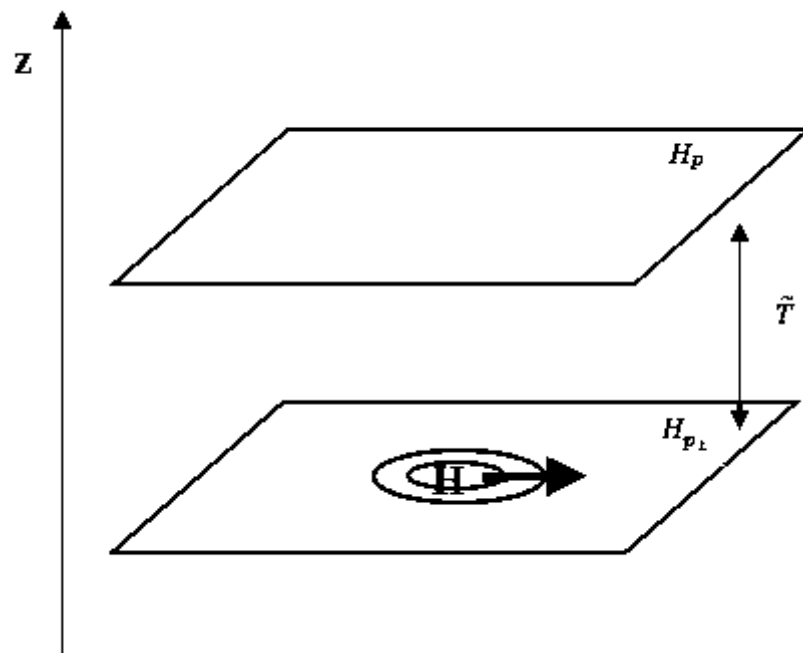


Рис. 22.1 Иллюстрация к выводу формулы для переноса приземного центра

Теперь перейдем от системы к одному уравнению - обозначим через m нормаль для каждой конкретной характеристики - для поверхности H_{p_1} это будет нормаль к изогипсам на поверхности H_{p_1} , для поверхности H_p это будет нормаль к изогипсам на поверхности H_p , для средней температуры слоя $\tilde{T}$ это будет нормаль к изогипсам OT_{1000}^{500} , то есть, в каждом случае это – направление, перпендикулярное линиям равных значений. Получим

$$\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} C_{\text{ц}} = R \ln \frac{P_1}{P} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$$

Где $C_{\text{ц}} = \sqrt{u_{\text{ц}}^2 + v_{\text{ц}}^2}$ – скорость перемещения центра.

Из полученного выражения хорошо видно, какие факторы определяют направление и скорость перемещения центра циклона или антициклона:

- Термический фактор, за который отвечает выражение $R \ln \frac{P_1}{P} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t}$ – изменение поля температуры со временем
- Динамический фактор, за который отвечает выражение $\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$ - перемещение центра образования зависит от того, как со временем меняется геопотенциал вышележащей поверхности H_p
- Структура барического центра - лапласиан $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} C_{\text{ц}}$, который отвечает за степень вогнутости/выпуклости изобарических поверхностей - чем он больше, тем скорость перемещения меньше. Это прекрасно согласуется с наблюдениями - чем циклон глубже, тем он медленнее

Проанализируем теперь уравнение для случая циклона и для случая антициклона. Лапласиан будет разных знаков:

В циклоне:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} > 0, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} > 0$$

В антициклоне:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} < 0, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} < 0, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} < 0$$

Термический фактор:

При общем локальном повышении средней температуры слоя центр циклона будет перемещаться в сторону максимального роста температуры. При общем локальном понижении температуры слоя центр циклона будет перемещаться в сторону минимального понижения температуры.

То есть, центр циклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции тепла, или ослабляющейся адвекции холода.

Рассуждая аналогично, получаем, что центр антициклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции холода, или в сторону ослабляющейся адвекции тепла.

Динамический фактор:

При общем локальном понижении геопотенциала вышележащей поверхности центр циклона будет перемещаться в ту сторону, где это понижение максимально. При общем локальном повышении геопотенциала вышележащей поверхности центр циклона будет перемещаться туда, где это повышение минимально.

Для антициклона все с точностью до наоборот - при общем локальном повышении геопотенциала вышележащей поверхности центр антициклона будет перемещаться туда, где это повышение максимально. При общем локальном понижении геопотенциала вышележащей поверхности центр антициклона будет перемещаться туда, где это понижение минимально.

Скажем еще несколько слов о формуле для перемещения центра:

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \text{изаллотермический градиент}$$

Изаллотермы — это линии одинакового изменения температуры.

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial t} - \text{изаллобарический градиент}$$

Изаллобары — это линии одинакового изменения температуры.

Таким образом, можно сказать, что скорость перемещения центра барической системы на нижележащий изобарической поверхности (в наших обозначениях

поверхность H_{p_1}) прямо пропорциональна изаллотермическому градиенту средней температуры слоя, прямо пропорциональна изаллобарическому градиенту вышележащей изобарической поверхности (в наших обозначениях поверхность H_p) и обратно пропорциональна лапласиану изобарической поверхности на уровне, на котором происходит перемещение центра.

Лекция 23. Перемещение циклонов и антициклонов.

Продолжим обсуждение перемещения барических систем. Рассмотрим, как перемещаются приземные образования в зависимости от распределения температуры и давления в вышележащем слое.

Перемещение приземных образований

В этом случае $P_1 = P_1 = 1000$ гПа, в качестве вышележащей поверхности можно выбрать поверхность 700 гПа, или 500 гПа – поверхность, на который мы рассматриваем ведущий поток. Если циклон или антициклон прослеживается только в нижнем приземном слое, то выбираем поверхность 700 гПа, если циклон или антициклон более развит по высоте, тогда в качестве поверхности ведущего потока выбираем уровень 500 гПа.

Перейдем к натуральной системе координат: s - направление по потоку, или по касательной к изобаре, n - направление по нормали к изобаре. В натуральных координатах формулы для перемещения центра барического образования запишутся в виде:

$$C_{\text{Цс}} \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s^2} = R \ln \frac{P_0}{P} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_P}{\partial t} - C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}$$

$$C_{\text{Цн}} \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n^2} = R \ln \frac{P_0}{P} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_P}{\partial t} - C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}$$

Здесь C_s – компонента перемещения по потоку, C_n – компонента перемещения по нормали к потоку (отклонения от перемещения вдоль изобары).

Первое уравнение определяет компоненту, которая направлена по ведущему потоку.

В левой части в качестве множителя находится лапласиан $\frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s^2}$, который определяет степень вогнутости/выпуклости поверхностей барического центра.

Первое слагаемое в правой части $R \ln \frac{P_0}{P} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t}$ связано с изменениями температуры вдоль потока.

Второе слагаемое в правой части $\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_P}{\partial t}$ связано с изменением вдоль потока геопотенциала вышележащей поверхности.

Третье слагаемое в правой части $C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}$ связано со степенью кривизны изогипс барического центра. Оценка порядка малости показывает, что оно значительно меньше, чем остальные слагаемые, им можно пренебречь.

Второе уравнение определяет отклонение от направления ведущего потока.

Первое слагаемое в правой части $R \ln \frac{P_0}{P} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t}$ связано с изменениями температуры по нормали к потоку. Данные наблюдений показывают, что это слагаемое не дает большой вклад в отклонение перемещения от направления ведущего потока.

Второе слагаемое в правой части $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_P}{\partial t}$ связано с изменением градиента геопотенциала. Оно дает наибольший вклад в отклонение от направления ведущего потока. Можно изменить порядок дифференцирования:

$$\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_P}{\partial n}$$

Получим изменение во времени распределения сгущения изогипс в направлении, перпендикулярном ведущему потоку. То есть, отклонение перемещения от направления ведущего потока обусловлено локальным изменением градиента геопотенциала 500 гПа или 700 гПа.

Можно сформулировать следующий вывод: если над перемещающимся барическим образованием уменьшается градиент геопотенциала, то в этом случае циклон будет отклоняться вправо, а антициклон - влево от направления ведущего потока. При увеличении градиента геопотенциала происходит сгущение изогипс, и в этом случае циклон будет отклоняться влево, а антициклон - вправо от направления ведущего потока.

Третье слагаемое в правой части $C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}$, как говорилось выше, связано с приземным распределением давления — это мера отклонения изобар от круговых. Оценка порядка малости показывает, что оно значительно меньше, чем остальные слагаемые, им можно пренебречь.

Существует условие, при котором приземный барический центр будет перемещаться строго по направлению ведущего потока: изменение давления у земли должно быть прямо пропорционально адвекции температуры:

$$\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} = b \left(\frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial y} - \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial x} \right)$$

В этом случае

$$C_{\text{Ц}n} = 0$$

$$C_{\text{Ц}s} = C_s = \frac{b}{R \ln \frac{P_0}{P}} \frac{\partial H_P}{\partial n} \approx k \frac{\partial H_P}{\partial n}$$

Таким образом, градиент геопотенциала $\frac{\partial H_P}{\partial n}$ определяет направление и скорость потока на вышележащей изобарической поверхности, по сути, это и есть ведущий поток.

Данные наблюдений показывают, что действительно (в первом приближении) приземный центр барической системы перемещается со скоростью, пропорциональной градиенту $H500$ или $H700$.

Коэффициент пропорциональности k зависит от скорости ведущего потока, и в среднем $k \approx 0,7 \div 0,8$ для AT_{700} , и $k \approx 0,5 \div 0,6$ для AT_{500} .

v , км/ч	<3	3	3	4	5	6	8
k	0,2	1,2	1,1	0,8	0,7	0,7	0,6

Таблица 1. Зависимость k от скорости ведущего потока для AT_{700}

Нужно отметить, что чем больше скорость ведущего потока, тем вероятнее перемещение приземного центра по направлению ведущего потока без значительных отклонений.

Для AT_{700} : при скорости потока 20 км/ч угол отклонения $\leq 15^\circ$ наблюдается в 55% случаев, а при скорости потока 60 км/ч угол отклонения $\leq 15^\circ$ наблюдается в 90% случаев.

Также стоит отметить, что циклоны чаще всего отклоняются вправо от направления ведущего потока, а антициклоны - влево.

Так как ведущий поток — это циркуляция в средней тропосфере, где, как правило, скорости достаточно велики, то отклонение от него незначительно, при анализе синоптических карт им можно пренебречь (только нужно учитывать изменение самого ведущего потока во времени).

Частные случаи перемещения барических систем

Для центра барической системы выполняется условие

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial y} = 0$$

Так как это справедливо для центра в любой момент времени, получаем систему уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial P}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial x} + C_{\text{Ц}x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial x} + C_{\text{Ц}y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial P}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial y} + C_{\text{Ц}x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} + C_{\text{Ц}y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial y} = 0 \end{aligned}$$

Так как для центра барической системы выполняется условие равенства нулю кривизны изобар:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} = 0$$

Уравнения системы упрощаются, и из них можно легко выразить $C_{\text{Ц}x}$ и $C_{\text{Ц}y}$:

$$C_{\text{Ц}x} = - \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t}}{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}$$

$$C_{\text{Ц}y} = - \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t}}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}}$$

Циклон или антициклон с круговыми изобарами

Для циклона или антициклона с круговыми изобарами

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} = k$$

Тогда

$$C_{\text{Ц}x} = - \frac{1}{k} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t}$$

$$C_{\text{Ц}y} = - \frac{1}{k} \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t}$$

То есть, центр такого циклона будет перемещаться по нормали к изаллобарам в сторону падения давления, а центр антициклона будет перемещаться по нормали к изаллобарам в сторону роста давления (рис. 23.1).

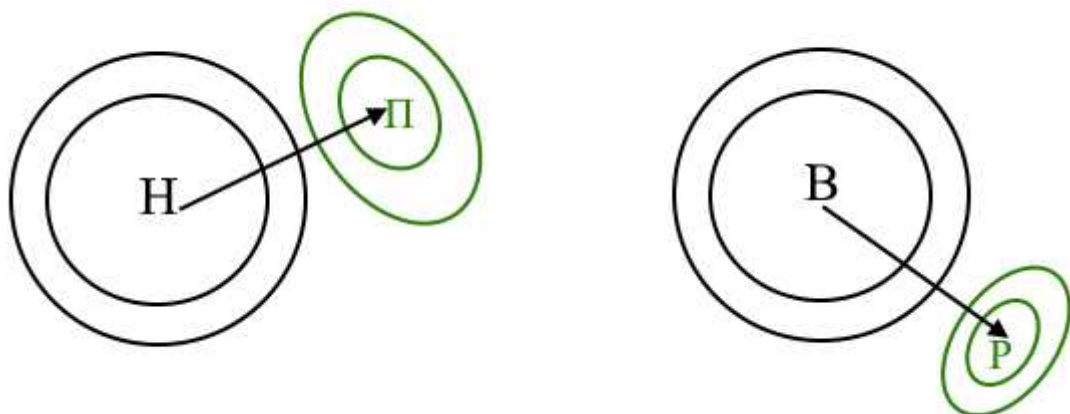


Рис. 23.1 Перемещение циклона и антициклона с круговыми изобарами

Но случай круговых изобар достаточно редок, чаще встречаются эллиптические изобары.

Циклон или антициклон с эллиптическими изобарами

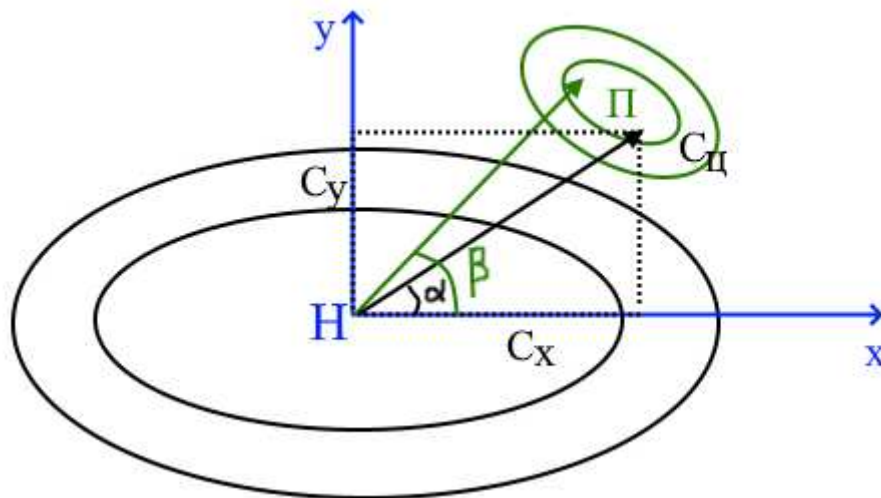


Рис. 23.2 Циклон с эллиптическими изобарами

На рис. 23.2 изображен циклон с эллиптическими изобарами. Оси x и y направлены по главным осям эллипсов. Зеленым цветом выделен вектор, перпендикулярный изаллобарам, черным цветом выделен вектор перемещения центра циклона. Соответственно, α - угол между осью x и направлением перемещения циклона, β - угол между осью x и перпендикуляром к изаллобарам.

Из рис. 23.2 видно, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C_y}{C_x} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial t} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial t} \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}}$$

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial t}}$$

Тогда

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}} \operatorname{tg} \beta$$

При выбранном нами положении осей эллиптических изобар градиент вдоль оси y больше, чем градиент вдоль оси x :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} < \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$$

Отсюда следует, что

$$\alpha < \beta$$

Таким образом, получается, что если циклон имеет эллиптические изобары, то он также будет перемещаться в направлении падения давления, но не строго по нормали (как в случае круговых изобар), а будет отклоняться в направлении большей оси эллипса.

Для антициклона рассуждения аналогичны.

Некоторые общие замечания, касающиеся перемещения циклонов и антициклонов

- Термически асимметричные барические образования (циклоны, в первую очередь) перемещаются в направлении, близком к направлению изобар в тёплом секторе, при этом холодный воздух остается слева, а область тепла остается справа
- Если два циклона имеют общую замкнутую изобару, то они перемещаются относительно друг друга против часовой стрелки (в Северном полушарии); если два антициклона имеют общую замкнутую изобару, то они перемещаются друг относительно друга по часовой стрелке (в Северном полушарии).

Здесь также нужно учитывать, что на разной стадии развития циклоны и антициклоны имеют разную скорость перемещения - более молодое образование будет перемещаться быстрее.

Циклоническая деятельность

Подытоживая пройденный материал, поговорим о таком важном обобщающем механизме, как циклоническая деятельность.

Можно сказать, что рассмотренные нами ранее механизмы эволюции циклонов и антициклонов — это элементарные процессы в циклонической деятельности, которые в совокупности складываются в большой объект, объединенный единым механизмом - циклоническую серию.

Циклонические возмущения на главном фронте (особенно на полярном фронте) редко возникают поодиночке - как правило, они образуются одно за другим, и движутся вдоль этого фронта в одном и том же направлении. Полярный фронт (в большей степени) и арктический фронт (несколько в меньшей степени) всегда связан с серией циклонов, при этом циклонические возмущения разделяются областями с повышенным давлением — это либо промежуточные гребни, либо антициклоны. Такая цепочка возмущений - основное звено циркуляции в умеренных широтах.

Циклоническая серия была открыта достаточно давно, термин был предложен учеными Бергенской школы. Еще Вильгельм Бьеркнес писал:

“Вновь возникающий циклон может создать условия для развития нескольких следующих, так что длинная серия циклонов может образовываться, подобно волнам на одной и той же пограничной поверхности. При этом полярный фронт представляет собой волнистую линию, проходящую в непрерывном движении через все долготные участки умеренной зоны, при этом языки тропического воздуха образуют теплые сектора

молодых циклонов, а промежуточные языки полярного воздуха представляют собой подвижные гребни высокого давления между последовательными циклонами”

То есть, некоторые закономерности были выявлены еще Бьеркнесом, со временем теория развивалась.

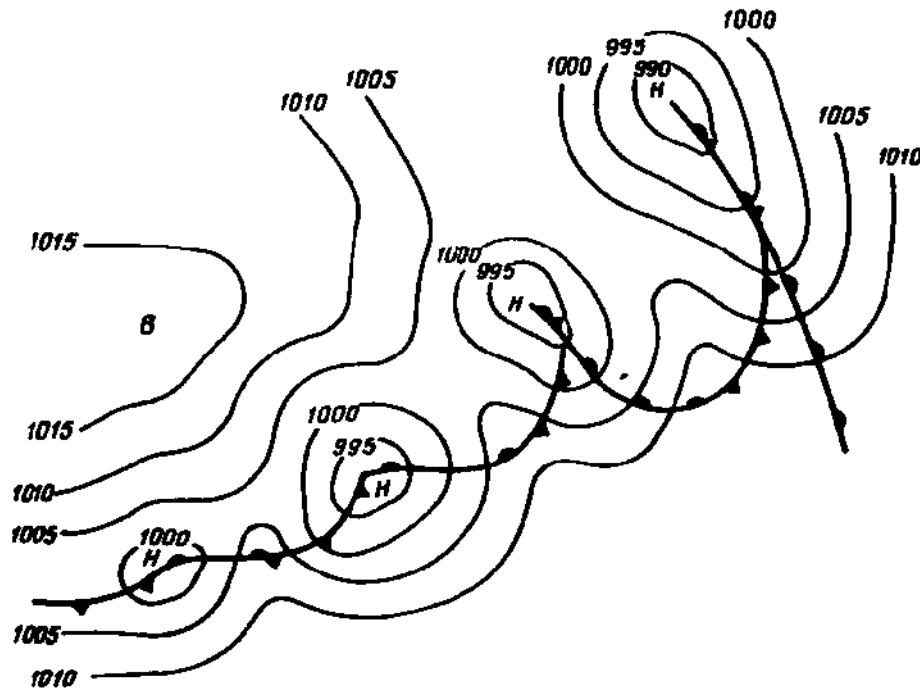


Рис. 23.3 Циклоническая серия

Отметим основные моменты, связанные с закономерностями образования, перемещения циклонических серий, и механизмом, который поддерживает их существование.

- Циклоны возникают не поодиночке, а образуют серии
- Поверхность раздела, которая соединяют такую серию, отделяет холодный воздух умеренных широт от теплого воздуха субтропических антициклонов. По сути, это зона раздела между двумя основными воздушными массами в умеренных широтах.
- Языки тропического воздуха образуют теплые сектора молодых подвижных циклонов, между ними располагаются промежуточные языки умеренного воздуха, которые образуют подвижные гребни высокого давления между последовательными циклонами. При этом окклюдированные и заполняющиеся циклоны располагаются уже целиком в холодном воздухе, к северу от полярного фронта, а сам фронт проходит по их южной периферии.
- В серии циклонов каждый последующий обычно лежит на 5 градусов южнее предыдущего (из-за попадания молодого циклона в циркуляцию предыдущего члена серии).

В результате полярный фронт смещается все дальше на юг, в субтропические широты, и через некоторое время достигает субтропического антициклона - происходит проникновения умеренного воздуха в субтропические широты. С этим связано даже влияние на циркуляцию в тропической зоне - умеренный воздух, войдя в циркуляцию субтропического циклона, подпитывает пассатную циркуляцию, однако достаточно быстро растворяется в окружающем тропическом воздухе. Когда умеренный воздух входит в пассатную зону в тылу последнего циклона циклонической серии, циклоническая серия исчезает, и на северной периферии субтропического антициклона происходит формирование новых значительных градиентов температуры, которые создают условия для формирования нового полярного фронта. При этом, новая зона больших контрастов температуры уже не связана со старым полярным фронтом – это новое образование.

Как правило, первый и второй циклоны циклонической серии входят на ЕТР уже окклюдированными, и перемещаются по северным траекториям, а последние члены циклонической серии приходят еще углубляющимися, в них достаточно хорошо выражен теплый сектор, и именно в них тропический воздух проникает на ЕТР.

- Чаще всего в циклонической серии бывает 4 циклона (но может быть 3, 5 и т.д.)
- Заключительный антициклон

В тылу циклонической серии находится заключительный антициклон. Он целиком лежит в холодном воздухе, его смещение в субтропическую область приводит к возникновению температурной асимметрии в ослабленном субтропическом антициклоне, который по мере прохождения циклонической серии существенно ослабляется - его регенерации способствует вторжение холодной воздушной массы в заключительном антициклоне.

После этого вторжения умеренный воздух постепенно прогревается и трансформируется в тропический воздух. На периферии регенерировавшего субтропического антициклона начинает формироваться новый полярный фронт.

Таким образом, в результате прохождения циклонической серии происходит интенсивный межширотный обмен теплом - холодный умеренный воздух проникает в субтропики и трансформируется в тропический, теплый воздух перемещается в обратном направлении, и в верхних слоях над умеренным воздухом, за счет излучения, трансформируется уже в умеренную воздушную массу.

- Центральный циклон

Центральный циклон - очень глубокий квазистационарный циклон, расположенный на северо-востоке, первый член циклонической серии.

Возникает вследствие слияния ряда отдельных циклонических возмущений, иногда может сохраняться от одной циклонической серии к другой. В результате слияния возникает очень обширное (диаметр центрального циклона может достигать 4000-5000

км), очень глубокое, иногда многоцентровое, и как правило, малоподвижное образование с низким давлением внутри холодного воздуха.

Такое циклоническое образование пронизывает всю тропосферу, замкнутые изобары наблюдаются до верхних слоёв тропосферы, иногда проникают и в нижнюю стратосферу.

Чаще всего центральный циклон образуется в результате слияния нескольких циклонов одной циклонической серии, но иногда может сохраняться на протяжении нескольких серий, при этом циклоны последующей серии входят в центральный циклон с юго-запада и огибают его центр по южной и восточной периферии, что приводит к регенерации центрального циклона – в этом случае он может существовать в течение нескольких недель.

В Атлантике центральный циклон чаще всего располагается в северо-восточной части (район Исландской депрессии), в Тихом океане чаще всего располагается в районе Алеутских островов (район Алеутской депрессии).

Для территории Евразии стационарирование и возникновение центрального циклона характерно для северных районов Обь-Енисейского водораздела. Чаще всего стационарирование циклонов происходит над Таймыром (“кладбище циклонов” на синоптическом жаргоне).

В нижних слоях центральный циклон заполнен умеренным воздухом, в юго-западную часть может частично проникать тропический воздух, а в северной части может находиться арктический воздух, что приводит к еще большему углублению циклона.

Необходимо отметить, что при синоптическом анализе важно не перепутать центральный циклон, регенерировавший на арктическом фронте, с молодым циклоном арктического фронта. Самое важное отличие - вертикальная структура: молодой циклон - низкое образование, также он имеет значительную температурную асимметрию, а центральный циклон - термический симметричный и пронизывает всю тропосферу.

- Механизм самоподдержания циклонической деятельности и существования атмосферных фронтов в умеренных широтах

Есть очень важный механизм, связанный с формированием центрального циклона и заключительного антициклона - механизм самоподдержания циклонической деятельности и существования атмосферных фронтов в умеренных широтах.

После прохождения циклонической серии на северо-востоке формируется мощный циклон, а на юго-западе - регенерировавший антициклон. Таким образом, имеем область низкого давления на севере и область высокого давления на юге - два основных члена деформационного поля. Чтобы сформировалось деформационное поле, нужно еще два его составляющих, которые достаточно часто существуют.

Рассмотрим пример:

Как говорилось выше, образование центрального циклона характерно для северо-восточной части Атлантики. Рассмотрим мощный глубокий холодный циклон, образовавшийся в районе Исландии, и Азорский антициклон.

Недостающие члены деформационного поля - эта область повышенного давления над Гренландией и область пониженного давления в районе Мексиканского залива.

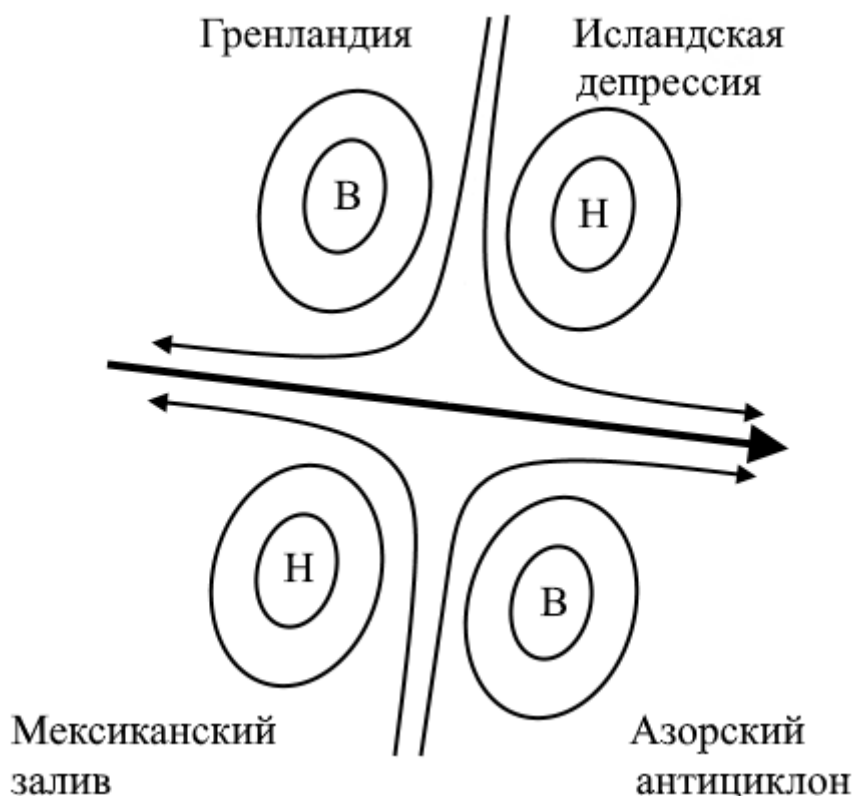


Рис. 23.4 Деформационное поле

В результате получаем характерное распределение потоков для деформационного поля, вдоль оси растяжения которого возможно увеличение контрастов температуры и формирование нового фронта (рис. 23.4).

То есть, получается самоподдерживающийся цикл - в результате прохождения циклонической серии исчезает фронт, на котором она развивалась, но также формируются два основных члена деформационного поля - центральный циклон и заключительный антициклон, которые (при наличии благоприятных условий и двух других членов деформационного поля, которые достаточно часто существуют) создают деформационное поле, вдоль оси растяжения которого может сформироваться новый фронт.

Рассмотрим похожие процессы, происходящие над ЕТР.

Над ЕТР возможно формирование таких процессов и на арктическом фронте, и на полярном фронте, более активно циклоническая деятельность развивается на полярном фронте.

Зимнее время:

Зимой полярный фронт обычно проявляется только в прохождении с запада на восток окклюдированных циклонов, члены циклонических серий с тропическим воздухом вторгаются с юга и юго-запада сравнительно редко. Над большей частью России деятельность полярного фронта, как правило, прекращается, так как над холодным континентом со снежным покровом формируются устойчивые континентальные антициклоны термического происхождения.

В зимнее время над ЕТР более благоприятные условия для арктических фронтов. На северной периферии континентальных зимних антициклонов формируется арктический фронт, возмущения на нем более устойчивы, они похожи на волны с небольшими центрами повышенного и пониженного давления, которые смещаются вдоль арктического фронта с запада на восток. В какой-то момент возникает более интенсивная завихренность, происходит заключительное вторжение арктического воздуха на материк, это приводит к регенерации зимнего антициклона. Пример – Сибирский антициклон.

Нужно отметить, что это вторжение арктического воздуха может охватывать гигантские пространства - оно может распространяться до Малой и Передней Азии, а иногда даже проникать в Северную Африку.

Летнее время:

Летом ЕТР является фронтогенетической, а значит, и циклогенетической зоной, здесь развивается самостоятельная ветвь полярного фронта: перемещаясь в Европу, окклюдированный над Атлантикой циклон, в результате благоприятной термобарической ситуации может активизироваться, окклюдированный фронт становится главным фронтом, на котором возникает циклоническая серия.

Но такой активизации фронта способствует формирование уже несколько иного деформационного поля - здесь Азорский антициклон уже выступает в роли западного члена деформационного поля, между Исландской депрессией и Азорским антициклоном возникают потоки, способствующие обострению фронта, который начал размываться над Атлантикой.

Дальнейшее обострение возможно еще дальше к востоку - здесь складывается такое деформационное поле (рис. 23.5): область повышенного давления над Скандинавией (образуется при смещении антициклонов, сформировавшихся над ледяными полями Северного Ледовитого океана), малоградиентное поле, или область пониженного давления над югом ЕТР (в связи с интенсивным прогревом материка), центральный циклон над Таймыром (результат стационарирования циклонов,

развивающихся на полярном фронте), и область повышенного давления над Казахстаном.

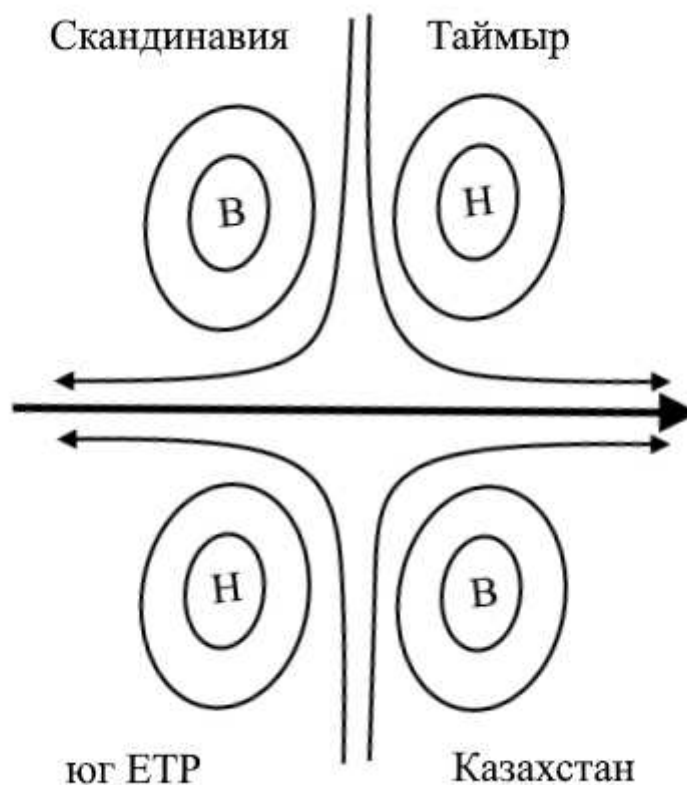


Рис. 23.5 Деформационное поле

Вдоль оси деформационного поля происходит обострение полярного фронта и формирование т.н. европейско-азиатской ветви полярного фронта, которая и оказывает основное влияние на погоду в районе ЕТР в летнее время (например, в среднем в июне такая конфигурация барического поля может наблюдаться в половине дней).

- Повторяемость циклонических серий

В 1921 году Бергенской службой было зафиксировано 66 циклонических серий, прошедших через Европу. Учитывая данные наблюдений за последние сто лет, можно сказать, что климатической нормой для Европы является 60-65 циклонических серий на полярном фоне в год (на арктическом фронте редко развивается полноценная циклоническая серия, оценить повторяемость там несколько сложнее).

Таким образом, в среднем каждые пять-шесть дней происходит формирование новой циклонической серии. Поэтому этот период - 6 дней - имеет специальный термин, это т.н. естественный синоптический период, который определяет сохранение однородных синоптических процессов над определенной территорией.

Лекция 24. Влияние орографии на атмосферные вихри.

Влияние орографии на атмосферные вихри

Неровности рельефа оказывают весьма специфическое, хотя и региональное, но сильное воздействие на условия погоды через воздействие на основные синоптические объекты, в частности, на атмосферные вихри.

Траектории циклонов и антициклонов, естественно, изменяются под влиянием рельефа - они имеют тенденцию огибать высокие горы. Если такое огибание затруднено, а перетекание невозможно, то наблюдается замедление перемещения атмосферных вихрей перед горными препятствиями, невысокие вихри просто задерживаются горами.

В первую очередь, горами задерживаются низкие холодные антициклоны - они стационарируют перед горными препятствиями, при этом происходит накопление холодного воздуха с наветренной стороны горного хребта. В результате возникают очень большие перепады давления между наветренной и подветренной стороной, при этом на наветренной стороне могут формироваться зоны очень больших градиентов давления и соответствующих им очень высоких скоростей ветра, достигающих штормовых значений.

В районе хребта слишком больших скоростей ветра не наблюдается. Чтобы не создавалось ложного впечатления об ураганных ветрах в районе горного хребта, на картах проводят специальные волнистые орографические изобары.

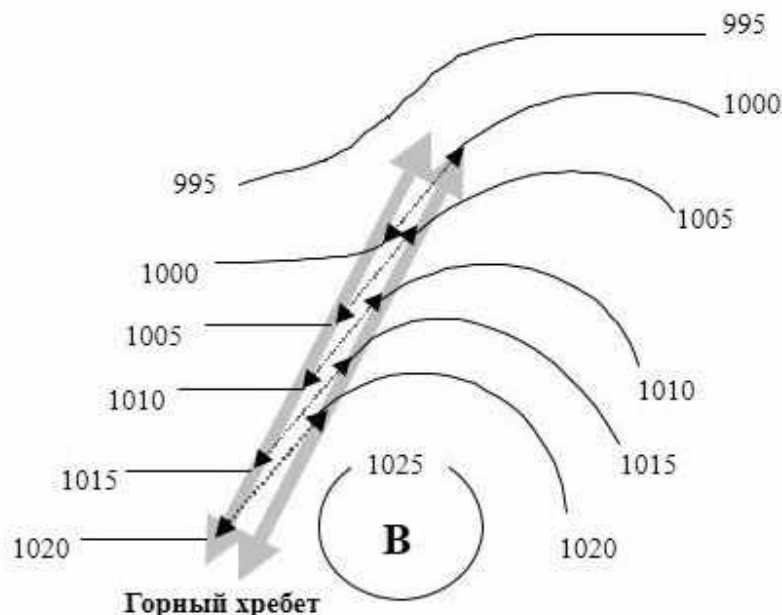


Рис. 24.1 Орографические изобары

Обычно, с наветренной стороны хребтов доминирует антициклогенез, и существуют условия для повышения давления, а с подветренной стороны доминирует циклогенез, и существуют условия для падения давления. Но могут быть и индивидуальные особенности, которые определяются следующими факторами:

- начальные условия атмосферной циркуляции
- условия облачности и радиационного баланса, зависящие от сезона
- индивидуальные особенности хребта: его расположение, высота, экспозиция склонов и т.д.

Говоря о влиянии орографии на фронт, мы упоминали о том, что атмосферный фронт модифицируется, сталкиваясь с горным хребтом, или подходя к нему, и линия фронта деформируется. При этом происходит частичное обтекание фронтом горного препятствия, и может возникать волна, которая приводит к формированию циклонического вихря.

Такие циклоны могут образовываться с наветренной стороны хребта. Например, на Северном Кавказе, когда летом подходит арктический фронт с севера, может возникать волна на фронте, в результате чего формируется циклон. Такой циклон имеет относительно небольшую глубину и короткое время существования, но оказывает весьма существенное влияние на погоду, в первую очередь, это достаточно длительные и интенсивные осадки.

Иногда, если линия фронта не параллельна горному хребту, может происходить огибание фронтом горного препятствия с двух сторон, в результате чего фронтальная поверхность сильно деформируется, что также может привести к образованию нового циклона.

Типичный район, где это происходит – Скандинавия. Теплый фронт приближается с юга к Скандинавским горам, при этом восточная ветвь фронта продолжает перемещаться вдоль побережья Балтийского моря, а западная ветвь фронта задерживается горами. В результате деформируется направление воздушных течений, деформируется линия фронта, и образуется циклон, причем область максимального падения давления находится в зоне проливов.

Хрестоматийный пример - знаменитый Скагерракский пролив. Здесь все факторы – контраст море-суша (холодный Скандинавский полуостров, теплое Балтийское море), Скандинавские горы, общая структура поля температуры и потоков на больших высотах, создают условия для возникновения циклонов. Циклоны, которые там формируются, называются Скагерраками циклонами.

Также орография может способствовать изменению траектории перемещения циклонов и антициклонов - появляется дополнительная составляющая скорости, обусловленная задерживающим влиянием гор, за счет которой атмосферные вихри приобретают тенденцию огибать горы по часовой стрелке.

Существует полуэмпирическая формула для дополнительной составляющей скорости:

$$C'_x = 0,031 \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$C'_y = 0,031 \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}$$

Здесь f - параметр Кориолиса, а h - абсолютная высота над уровнем моря. Таким образом, $\frac{\partial h}{\partial x}$ и $\frac{\partial h}{\partial y}$ описывают крутизну склона, которая заменяет градиент давления в формуле для перемещения центра циклона или антициклона. Ось x направлена перпендикулярно хребту, ось y направлена параллельно хребту.

Как правило, эти компоненты скорости невелики, много меньше скорости ведущего потока. Средние оценки показывают что $C'_x \approx 5$ км/ч, при средней скорости перемещения циклонов 33 км/ч.

Тем не менее, дополнительная составляющая скорости оказывает влияние на перемещение – как циклон, так и антициклон в Северном полушарии огибают препятствие по часовой стрелке:

- В циклоне воздух движется против часовой стрелки - когда он задерживается горами, в восточной части хребта накапливается воздух и формируется рост давления, а в западной части происходит отток воздуха и образуется область падения давления, куда и перемещается циклон.
- В антициклоне воздух движется по часовой стрелке, отток воздуха происходит в восточной части хребта, а накопление воздуха – в западной части, куда и перемещается антициклон.

Нужно помнить, что есть и другие факторы, влияющие на передвижение циклонов и антициклонов (например, направление ведущего потока) – если их влияние будет сильнее орографического фактора, огибание может происходить и против часовой стрелки.

Сегментация циклона

Иногда происходит переваливание циклонов через горный хребет - в этом случае наблюдается процесс сегментации циклона, когда на подветренной стороне возникает новый циклонический центр, а старый сохраняется на наветренной стороне.

Как правило, новый циклон на подветренной стороне углубляется и становится самостоятельным циклоническим вихрем, а старый циклон на наветренной стороне постепенно заполняется. Но в некоторых случаях могут достаточно длительное время существовать оба центра, что приводит к весьма неблагоприятным условиям погоды, на наветренной стороне выпадают достаточно продолжительные осадки. Такое сохранение двух циклонических центров более вероятно для горных хребтов широтной ориентации.

Ранее мы выделили общую закономерность: рост давления (антициклогенез) преобладает на наветренной стороне, а падение давления (циклогенез) - на подветренной.

Этот факт можно получить из уравнения тенденции вихря, поскольку завихренность прямо пропорционально изменению давления. Рельеф оказывает влияние на два слагаемых в уравнении тенденции вихря:

- Дивергентное слагаемое:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{див}} = (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$$

Здесь ζ - относительная завихренность (вертикальная компонента вихря), f - параметр Кориолиса, $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ - дивергенция скорости.

Из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \tau}{\partial p}$$

Тогда

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{див}} \approx -f \frac{\partial \tau}{\partial p}$$

Где τ - аналог вертикальной скорости (нисходящим движениям соответствует $\tau > 0$, восходящим движениям соответствует $\tau < 0$).

На наветренной стороне $\frac{\partial \tau}{\partial p} < 0$, а на подветренной стороне $\frac{\partial \tau}{\partial p} > 0$.

Получаем, что антициклогенез преобладает на наветренной стороне, а циклогенез - на подветренной.

- Слагаемое, связанные с вертикальными движениями:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{верт}} = \frac{\partial \tau}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}$$

На наветренной стороне $\frac{\partial \tau}{\partial x} < 0$ и $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ - с приближением к хребту восходящие движения усиливаются, ветер с высотой усиливается.

На подветренной стороне $\frac{\partial \tau}{\partial x} > 0$ и $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ - восходящие движения сменяются нисходящими, ветер с высотой также усиливается.

Снова получаем, что антициклогенез преобладает на наветренной стороне, а циклогенез - на подветренной.

Таким образом, и дивергентное слагаемое, и слагаемое, связанное с вертикальными движениями, дают увеличение давления на наветренной стороне, и падение давления на подветренной.

Прочие нюансы влияния орографии на атмосферные вихри были более подробно рассмотрены в предыдущих лекциях, когда речь шла о влиянии орографии на атмосферные фронты и воздушные массы.

Лекция 25. Теория Хоскинса.

Теория Хоскинса уже обсуждалась на лекциях 11 и 12.

Напомним, что в рамках этой теории циклонической вихрь не рассматривается как прямое следствие возмущения на атмосферном фронте. Необходимое условие - наличие бароклинной зоны: процесс циклогенеза Хоскинс рассматривал с точки зрения взаимодействия атмосферных вихрей с бароклинной зоной умеренных широт. Если такого взаимодействия нет, и возмущение в поле давления находится в однородном поле температуры, то в этом случае говорят о т.н. латентной аномалии - она может существовать без интенсификации и перемещаться в общем потоке циркуляции атмосферы, не развиваясь в полноценный вихрь. Для ее развития в атмосферный вихрь необходимо:

- попадание в зону со значительными региональными градиентами температуры, т.е. в бароклинную зону
- существование взаимодействия между верхней и нижней тропосферой

Бароклинная зона

Начнем с того, что вспомним основные характеристики бароклинной зоны, и рассмотрим, как на нее накладываются возмущения различного масштаба, идя от самых крупных возмущений к более мелким.

Бароклинная зона крупного масштаба - это среднее по времени и пространству состояние атмосферы в умеренных широтах, которое характеризуется значительным меридиональным градиентом температуры, преобладанием западных потоков (причем наиболее сильные ветра наблюдаются в верхней тропосфере), в этой зоне присутствует меридиональный градиент давления, который находится в состоянии геострофического равновесия со скоростью ветра и градиентом температуры, т.е. низкое давление локализуется в более высоких широтах, а высокое давление - в более низких.

Уместно сравнить бароклинную зону с фоном портрета - она тоже является как бы фоном, на который накладываются более мелкие детали портрета циклонических возмущений атмосферы.

Характеристика бароклинной зоны

Наша задача - максимально просто показать механизм теории Хоскинса, поэтому мы допускаем ряд упрощений - рассматриваем осесимметричную бароклинную зону. Также традиционно рассматриваем процессы в Северном полушарии (отличие от Южного полушария заключается только в знаке параметра Кориолиса).

Обсудим некоторые характеристики осесимметричной бароклинной зоны (чертой обозначены усредненные характеристики бароклинной зоны, штрихом - отклонения от усредненных характеристик)

- Меридиональный градиент температуры $-\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$

Максимум в Северном полушарии приходится на 45^0 с.ш., в Южном полушарии - на 55^0 ю.ш.

- Вертикальный сдвиг ветра $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$

Одно из важнейших свойств осесимметричной бароклинной зоны – в соответствии с соотношением термического ветра, уменьшению градиента $\frac{\partial T}{\partial y}$, направленному на север, соответствует усиление западного ветра с высотой.

- Геострофический ветер $u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y}$

Если ветер имеет западное направление, и давление находится в геострофическом равновесии с ветром, то низкое давление будет на севере.

Здесь можно рассмотреть два случая: когда сила ветра не зависит от широты - самый простой случай бароклинной зоны, и несколько более сложный, когда в районе 45^0 с.ш наблюдается максимальная скорость ветра (рис. 25.1)

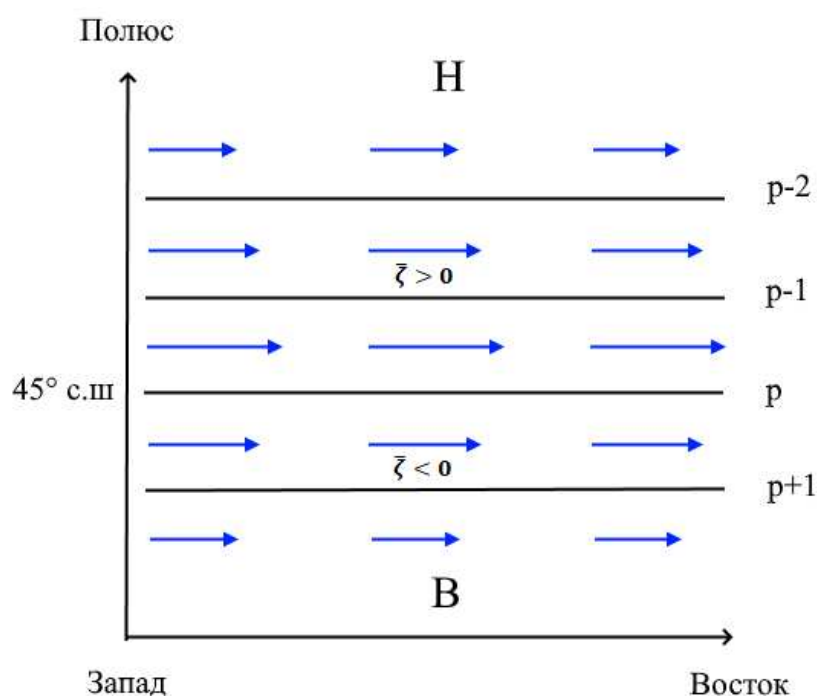


Рис. 25.1 Распределение скорости ветра и завихренности в бароклинной зоне

Градиент давления запад-восток, градиент температуры север-юг.

- Завихренность $\bar{\zeta} = -\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ (вообще завихренность $\bar{\zeta} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$, но, так как в осесимметричной бароклинной зоне отсутствует меридиональная скорость, то первое слагаемое обнуляется)

К северу от 45^0 с.ш. положительная завихренность, к югу от 45^0 с.ш. отрицательная завихренность.

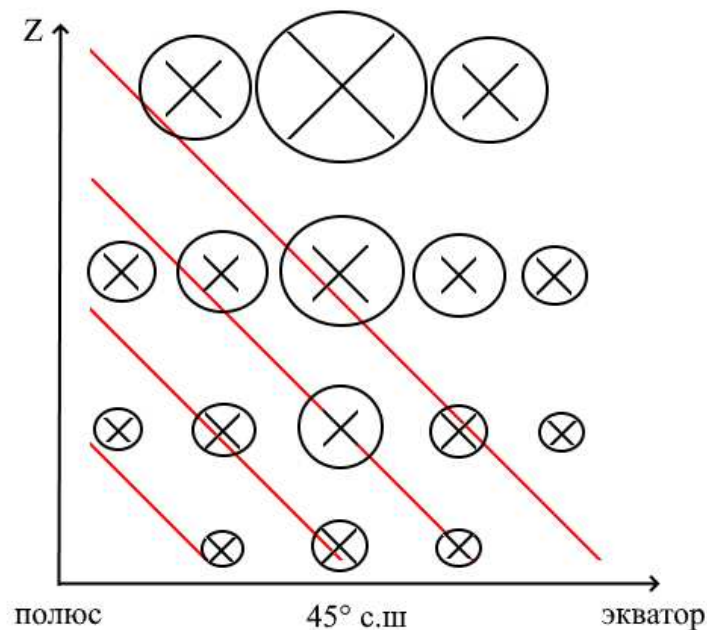


Рис. 25.2 Распределение скорости ветра и температуры в бароклинной зоне

На рис. 25.2 изображено вертикальное распределение скорости ветра в осесимметричной бароклинной зоне (западный ветер), красным цветом обозначены изотермы. С высотой происходит усиление ветра.

В осесимметричной бароклинной зоне, вследствие наличия только меридиональных градиентов, состояние атмосферы устойчивое, она находится в геострофическом и гидростатическом равновесии, конвергенция и дивергенция потоков при таком распределении ветра отсутствует, а значит, не возникают циркуляции второго порядка - нет вертикальных движений и агеострофического ветра.

Формирование бароклинной зоны

Рассмотрим, почему возникает бароклинная зона, и почему в ней формируются крупномасштабные атмосферные вихри.

Оказывается, источником энергии для формирования вихрей является т.н. доступная потенциальная энергия, которая формируется в бароклинной зоне из-за приспособления атмосферы к неравномерному нагреву вследствие вращения Земли.

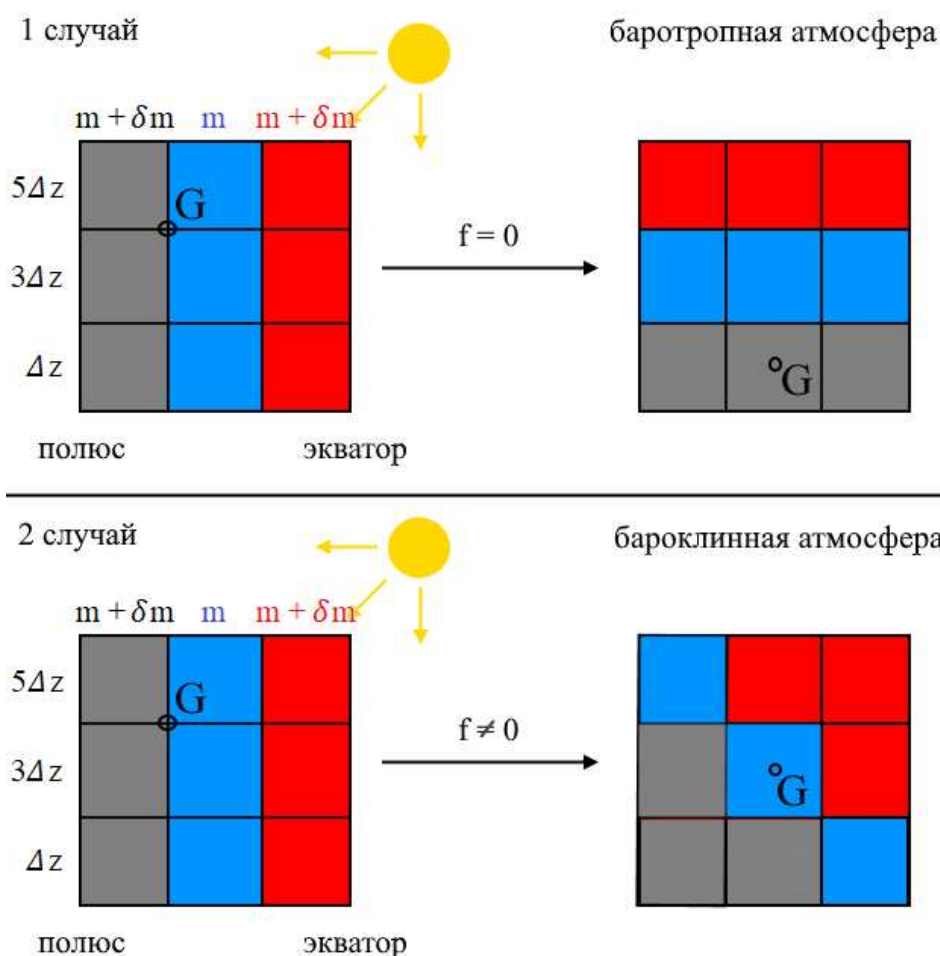


Рис. 25.3 Нагревание атмосферы

На рис. 25.3 схематично изображено нагревание атмосферы без учета вращения Земли (1 случай) и с учетом вращения Земли (2 случай).

Квадратами обозначим некоторый объём воздуха, при этом черные квадраты - самые холодные и самые тяжелые (массой $m + \delta m$), синие потеплее и полегче (массой m), красные - самые легкие и самые теплые (массой $m - \delta m$).

Как обычно, высота увеличивается в направлении оси z .

Слева - состояние атмосферы до приспособления к неравномерному нагреву (неустойчивое состояние, центр тяжести G высоко), справа - после приспособления к неравномерному нагреву (устойчивое состояние, центр тяжести G низко).

Найдем потенциальную энергию трех состояний атмосферы:

- $E_{\Pi} = 27mg\Delta z$ - атмосфера до приспособления к неравномерному нагреву
- $E_{\Pi} = (27m - 12\delta m)g\Delta z$ - атмосфера после приспособления к неравномерному нагреву, без учета вращения Земли

- $E_{\Pi} = (27m - 8\delta m)g\Delta z$ – атмосфера после приспособления к неравномерному нагреву, с учетом вращения Земли

Таким образом, бароклинная атмосфера имеет большую потенциальную энергию, чем баротропная. Разность переходит в кинетическую энергию, и является основным источником формирования крупномасштабных атмосферных вихрей.

Возмущения в бароклиной зоне

Перейдем к возмущениям, которые накладываются на бароклинную зону.

Квазистационарные волновые возмущения

Этот тип возмущений мы рассмотрим тезисно, так как о нем много говорилось в курсе климатологии. Можно сказать, что квазистационарные волновые возмущения — это центры действия атмосферы.

На климатических картах в атмосфере хорошо заметно чередование максимумов и минимумов, которое в первую очередь прослеживается в поле атмосферного давления. Амплитуда этих возмущений не одинакова по всему земному шару - в Северном полушарии она больше (из-за различной теплоемкости континентов и океанов).

Максимум квазистационарных волновых возмущений отмечается в средней и верхней тропосфере, где меньше влияние подстилающей поверхности. Для верхней и средней тропосферы характерны следующие процессы:

- В Северном полушарии формируется волна с зональным волновым числом 2 (зональное волновое число показывает, сколько волн укладывается в окружность земного шара – “2” означает, что при огибании Земли у волны есть два максимума и два минимума), при этом области повышенного геопотенциала локализованы над океанами, и смещены к восточным берегам, а у западных берегов локализованы отрицательные аномалии (например, Алеутская и Исландская депрессии).
- В Южном полушарии господствует возмущение с волновым числом 1, максимум расположен над Индийским океаном, минимум - над Тихим океаном.

В нижней тропосфере ситуация несколько меняется (потому что там существенное влияние оказывает контраст суша – океан). Над континентами зимой возникают области повышенного давления, а над океанами - пониженного давления. Летом эти изменения сглаживаются, и у поверхности земли квазистационарные возмущения прослеживаются не очень хорошо.

Волны Россби

Второй тип возмущений - возмущения планетарного масштаба (порядка десятков тысяч км), так называемые длинные волны Россби.

Эти волны названы по имени их первооткрывателя - шведского метеоролога (который затем длительное время работал в США) Густава Россби. Однако, практически

одновременно с Россби, это явление открыла советский ученый Елена Блинова, поэтому часто эти волны называются волнами Россби-Блиновой.

О существовании таких крупных волн стало известно в конце 1930-40 х годов, тогда же обратили внимание, что перемещение этих возмущений вызывает смены т.н. режимов погоды (синоптических периодов продолжительностью 5-7 дней) - происходит смена зональной/меридиональной циркуляции.

Механизм возникновения волн Россби.

Основное допущение, на которое мы опираемся — это гипотеза постоянства абсолютного вихря:

$$\zeta_a = \zeta + f$$

- абсолютная завихренность складывается из относительной завихренности и планетарной завихренности.

Например, если наблюдать из космоса за частицей, которая перемещается по периферии циклона, то вихревое движение частицы будет суммой ее перемещения в атмосфере относительно поверхности земли и вращения Земли.

Итак, какие выводы можно сделать, если частица сохраняет абсолютный вихрь (геострофическое приближение):

предположим, в момент t_0 не было относительной завихренности - в этом случае абсолютный вихрь равен параметру Кориолиса f_0 :

$$\zeta_a(t_0) = f_0$$

После этого частица переместилась, параметр Кориолиса поменялся, и в момент времени t завихренность стала равна

$$\zeta_a(t) = \zeta(t) + f(t)$$

Должно выполняться равенство

$$\zeta_a(t) = \zeta(t) + f(t) = \zeta_a(t_0) = f_0$$

Отсюда следует важный вывод: если

$$f_0 \neq f(t)$$

то для сохранения абсолютного вихря должна появиться относительная завихренность.

Это и лежит в основе механизма формирования длинных волн.

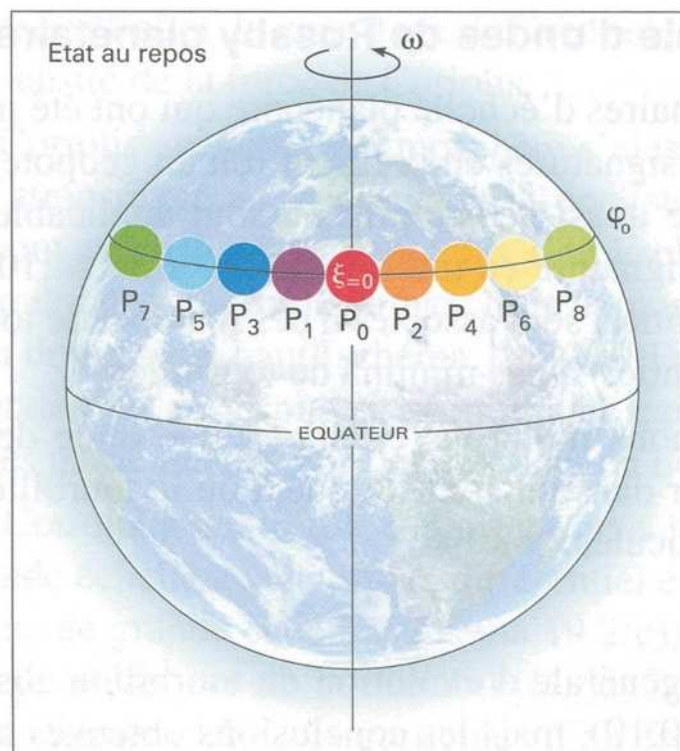


Рис. 25.4 Возникновение волны Россби (начальный этап)

На рис. 25.4 схематично изображены частицы, расположенные на некоторой широте φ_0 , завихренность отсутствует.

Далее предположим, что в силу отклонения потока произошло отклонение частицы P_0 на север (рис. 25.5a).

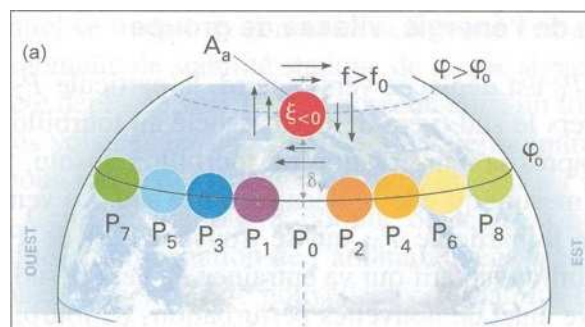


Рис. 25.5a Возникновение волны Россби

Пусть частица P_0 переместилась на север - параметр Кориолиса увеличился: $f > f_0$, значит, для сохранения абсолютного вихря, завихренность должна стать отрицательной: $\xi < 0$.

То есть, сформировалась антициклоническая завихренность и антициклоническая циркуляция - сформировались потоки, которые будут действовать на соседние частицы.

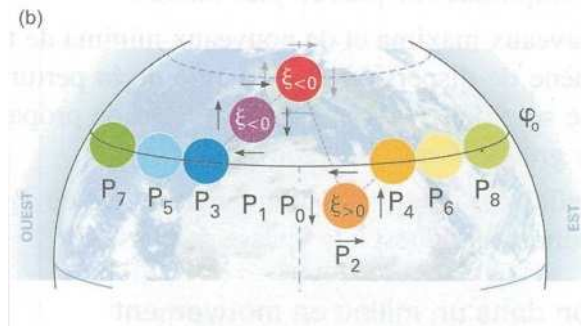


Рис. 25.5b Возникновение волны Россби

Частицы, расположенные к западу от P_0 , попадают в южные потоки: P_0 тащит своей антициклонической циркуляцией P_1 на север (рис. 25.5b)

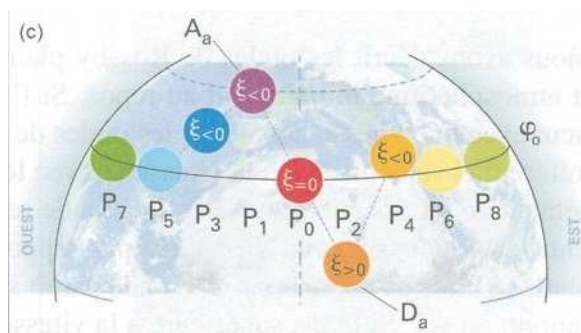


Рис. 25.5c Возникновение волны Россби

Циркуляция, которая сформировалась вокруг частицы P_1 , потащит на север частицу P_3 (рис. 25.5c)

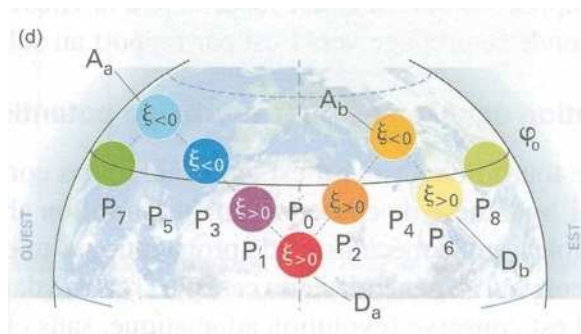


Рис. 25.5d Возникновение волны Россби

Циркуляция, которая сформировалась вокруг частицы P_3 , потащит на север частицу P_5 (рис. 25.5d)

То есть, начальное антициклоническое возмущение, которое сформировалось на долготе P_0 , переместится сначала на P_1 , потом на P_3 , потом на P_5 , потом на P_7 - оно будет перемещаться от начальной долготы P_0 на запад.

Таким образом, длинная волна Россби перемещается с востока на запад.

Теперь посмотрим, что происходит с частицей P_0 :

Вначале частица P_0 переместилась на север, вокруг неё сформировалась антициклоническая циркуляция (рис. 25.5a).

Это повлекло перемещение частицы P_1 на север, вокруг которой тоже образовалась циклоническая циркуляция, которая потащит P_0 назад, в направлении широты φ_0 (рис. 25.5b).

В некоторый момент времени частица P_0 достигнет широты φ_0 (своего первоначального положения) – рис. 25.5c.

По инерции P_0 проскочит широту φ_0 и окажется южнее своего первоначального положения – рис. 25.5d.

Аналогичный процесс будет происходить и с частицами P_1, P_3, P_5, P_7 .

Достигнув самого южного положения (рис. 25.5 d) частица P_0 опять попадает в циркуляцию окружающих ее частиц, которая способствует ее перемещению на север.

Таким образом, если мы зафиксируем какую-то конкретную частицу, то увидим, что она будет совершать последовательные меридиональные колебания относительно широты φ_0 .

Теперь посмотрим, что же происходит к востоку от начального положения.

В начальный момент времени возникла антициклоническая циркуляция вокруг P_0 , которая будет толкать частицу P_2 на юг (рис. 25.5a)

Частица P_2 перемещается на юг, вокруг нее возникает циклоническая завихренность (рис.25.5b)

Эта циклоническая завихренность содействует передвижению частицы P_4 на север, в P_4 возникает антициклон (рис. 25.5c)

Антициклон в P_4 толкает P_6 на юг, вследствие чего в P_6 возникает циклон (рис. 25.5d)

То есть, к западу от долготы P_0 возникают вихревые возмущения противоположных знаков, причем (вследствие влияния трения) каждое новое возмущение будет иметь амплитуду меньше, чем предыдущее.

Таким образом, каждое конкретное возмущение перемещается с востока на запад (фазовая скорость такой волны направлено на запад), но при этом новые возмущения противоположных знаков возникают восточнее (распространение энергии, или групповая скорость такой волны направлена на восток).

Глава 26. Волны Россби синоптического масштаба.

На предыдущей лекции мы рассмотрели волны Россби планетарного масштаба, далее мы перейдем к рассмотрению менее масштабных возмущений, с характерными размерами порядка 1000 км, применительно к которым иногда употребляется термин волны Россби синоптического масштаба.

Образование волн Россби синоптического масштаба приводит к формированию крупномасштабных атмосферных вихрей, которые часто называют бароклинными возмущениями умеренных широт.

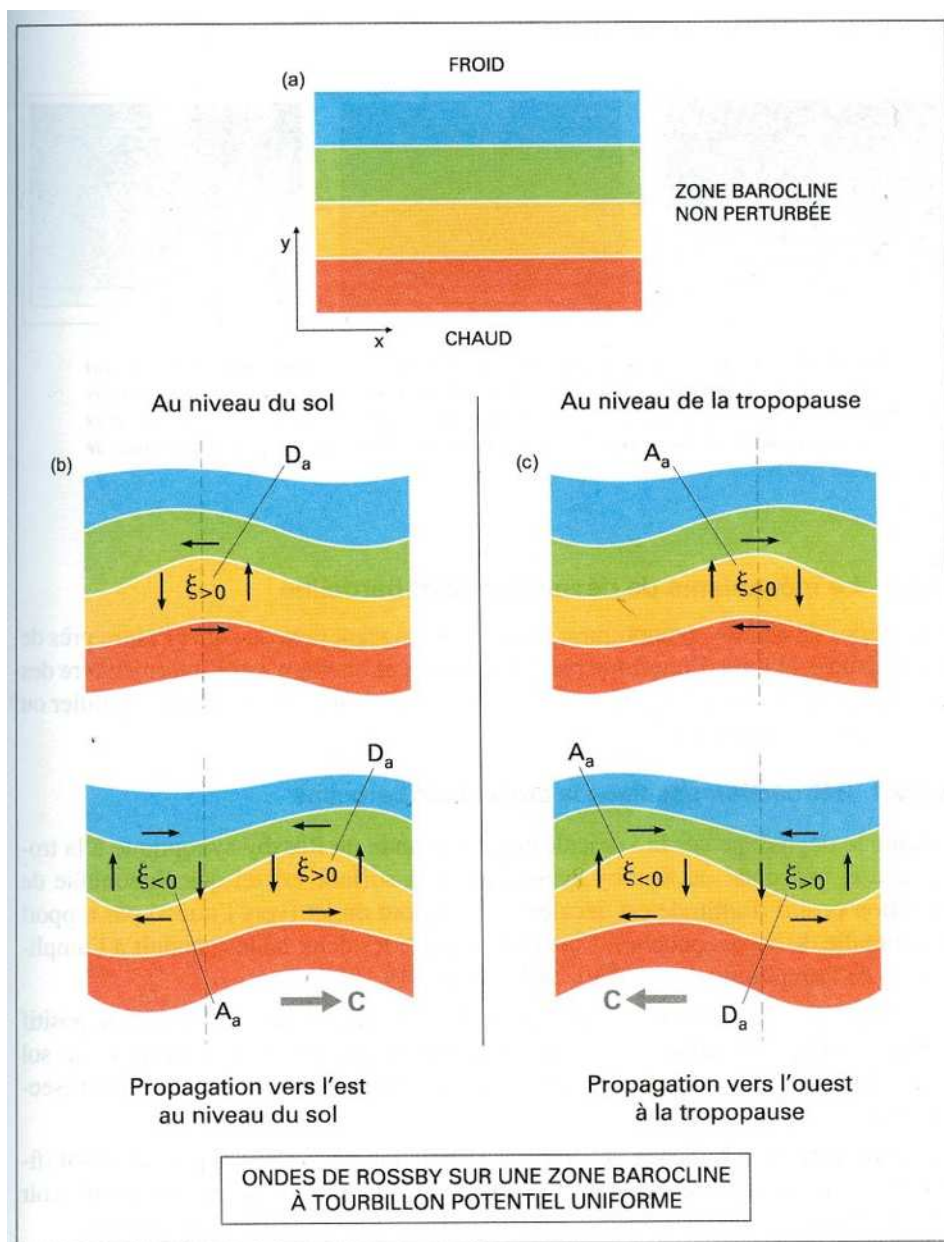


Рис. 26.1 Волна Россби синоптического масштаба

На рис. 26.1 изображена схема образования волны Россби синоптического масштаба.

Когда мы обсуждали механизм возникновения волн Россби планетарного масштаба, то опирались на сохранение абсолютного вихря. При обсуждении волн Россби синоптического масштаба будем считать, что сохраняется потенциальный вихрь.

На рис. 26.1a изображена невозмущенная бароклиническая зона. Далее мы рассматриваем формирование возмущения потока (отклонение его к северу), которое в бароклинической зоне приводит к образованию волны тепла.

Волна тепла (вследствие постоянства потенциального вихря) сопровождается в тропосфере отрицательной аномалией завихренности у земли (рис. 26.1b) и циклонической циркуляцией (положительной завихренностью) в случае тропопаузы (рис. 26.1c).

Далее волна тепла начинает перемещаться. На уровне земли возмущение (фазовая скорость) будет распространяться с запада на восток, а распространение энергии (групповая скорость) будет распространяться на запад.

На уровне тропопаузы все наоборот - фазовая скорость направлена на запад, а групповая скорость – на восток.

Таким образом, градиент давления в бароклинической зоне определяет западный перенос, но он не одинаков по вертикали - у земли скорость западного переноса совсем небольшая, и она растет с высотой, достигая максимума на уровне тропопаузы (фазовая скорость волн синоптического масштаба много меньше скорости ведущего потока).

Еще одно важное следствие, которое мы выводили из постоянства потенциального вихря - эта взаимосвязь между аномалиями давления, завихренности, температуры и вертикальными скоростями – если в бароклинической зоне возникает какая-то аномалия, то система выходит из состояния гидростатического и геострофического равновесия, возникает т.н. геострофический форсинг.

Возвращают систему в состояние равновесия т.н. циркуляции второго порядка: агеострофический ветер и вертикальные скорости.

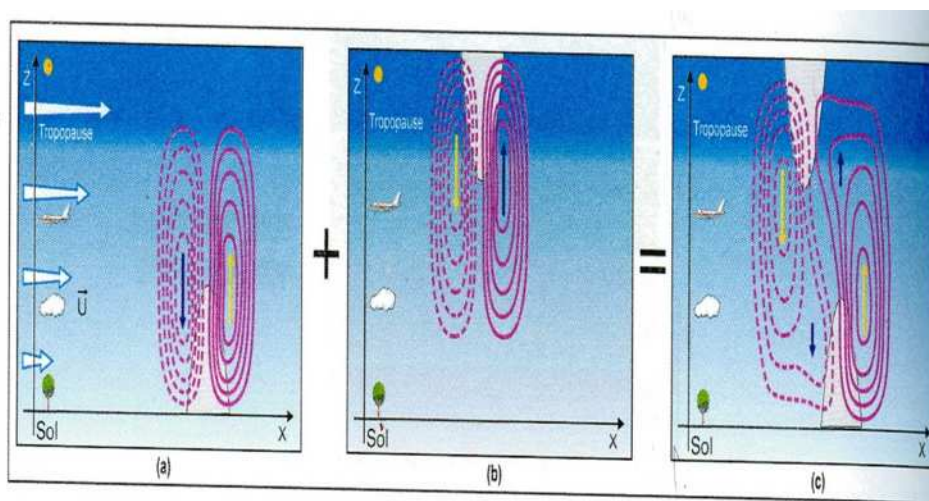


Рис. 26.2 Вертикальные скорости в тропосфере

Перед положительной аномалией завихренности возникают восходящие движения, в тылу положительной аномалии завихренности возникают нисходящие движения (рис. 26.2a).

Аналогичная ситуация наблюдается и на уровне тропопаузы (рис. 26.2b).

Далее происходит объединение аномалий у земли и на высотах, и происходит объединение полей вертикальных скоростей. При этом восходящие движения оказываются над приземной аномалией, нисходящие движения в тылу оказываются под высотной аномалией (рис. 26.2c).

Далее происходит ключевой момент механизма развития бароклинного возмущения – взаимодействие, которое возникает между высотной и приземной аномалии в результате формирования поля восходящих и нисходящих движений.

Вспомним уравнение, которое связывает вертикальные скорости и изменение завихренности:

$$\frac{D_g \zeta_g}{\partial t} = f_0 \frac{\partial w}{\partial z}$$

где

$$\frac{D_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

- полная горизонтальная производная.

Тогда (в тропосфере с постоянным потенциальном вихрем рассматриваем тропопаузу как непроницаемую “крышку”, считая, что нет обмена веществом между тропосферой и стратосферой)

На уровне земли:

- при восходящих движениях $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$, циклоническая завихренность
- при нисходящих движениях $\frac{\partial w}{\partial z} < 0$, антициклоническая завихренность

На уровне тропопаузы:

- при восходящих движениях $\frac{\partial w}{\partial z} < 0$, антициклоническая завихренность
- при нисходящих движениях $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$, циклоническая завихренность

Теперь посмотрим, в каком случае будет наблюдаться рост начального возмущения при объединении поля вертикальных скоростей (рис. 26.3).

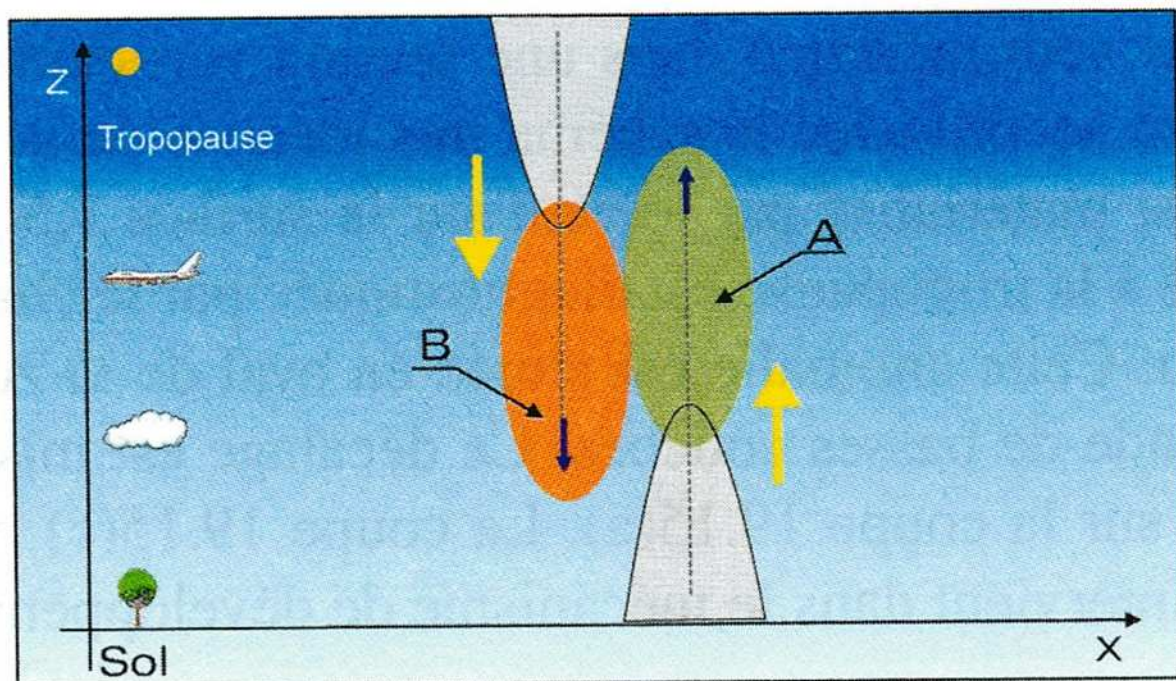


Рис. 26.3 Развитие начального возмущения

Рассматриваем две волны Россби синоптического масштаба, одна из которых развивается и перемещается на уровне тропопазы, а вторая расположена на уровне земли, причем приземная аномалия располагается спереди по потоку относительно высотной.

Эти две аномалии посредством вертикальных движений при определенных условиях могут друг друга или усиливать, или амортизировать.

Процесс усиления волн Россби синоптического масштаба.

Рассмотрим поле вертикальных скоростей (рис. 26.3): желтыми стрелочками обозначены восходящие движения перед приземной аномалией и нисходящие движения в тылу высотной аномалии – они расположены достаточно далеко от аномалий, и не играют существенной роли в их взаимодействии.

Восходящие движения, связанные с высотной аномалией, оказываются над приземной (зеленый эллипс), что будет приводить к усилению циклонической завихренности, а нисходящие движения, связанные с приземной аномалией, оказываются под высотной (оранжевый эллипс), что также будет усиливать высотную циклоническую аномалию.

Иначе можно сказать, что восходящие движения растягивают приземную аномалию, момент инерции уменьшается, скорость вращения увеличивается, а значит, завихренность растет. Аналогично, нисходящие движения растягивают высотную аномалию, момент инерции уменьшается, скорость вращения возрастает (т.н. эффект фигуристк).

Таким образом, можно сделать вывод: вертикальные движения осуществляют взаимодействие между приземной и высотной аномалиями, и если относительная завихренность совпадает по знаку с параметром Кориолиса, то она будет увеличиваться, а если не совпадает по знаку, то будет уменьшаться.

Такой механизм взаимодействия называется механизмом бароклинного развития.

Итак, увеличение аномалии вихря вызывает усиление аномалии температуры и давления, которые усиливают аномалию вертикальных движений - наблюдается положительная обратная связь между вертикальными движениями и аномалиями вихря и давления, и происходит бароклинное развитие.

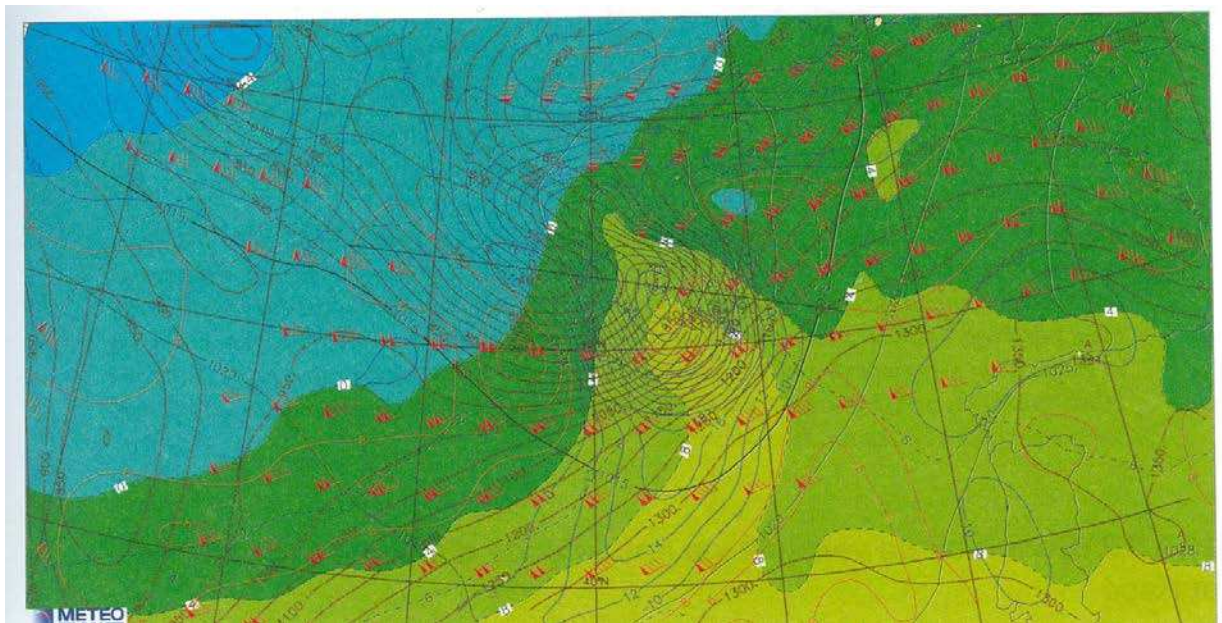


Рис. 26.4 Циклон над Атлантикой

На рис. 26.4, где изображен реальный циклон над Атлантикой, можно видеть механизм бароклинного развития, описанный выше.

Красным цветом обозначено поле температуры, хорошо прослеживается теплая аномалия, соответствующая синоптической волне Россби, и аномалия в поле вихря - приземная аномалия совпадает с волной тепла, высотная аномалия отстает от приземной по потоку.

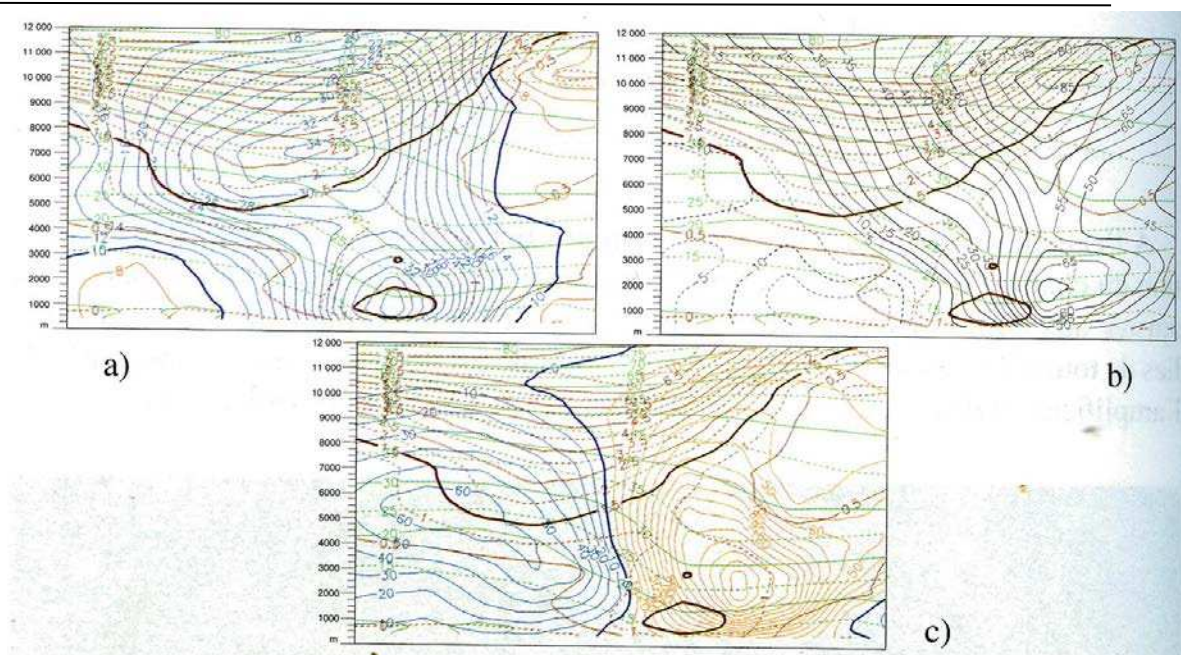


Рис. 26.5 Вертикальный разрез циклона

На рис. 26.5 изображен вертикальный разрез циклона (по линии, изображенной на рис. 26.4)

26.5a) - толстой коричневой линией показано положение тропопавзы, с ней практически совпадает максимум относительной завихренности у земли. Также можно видеть положение высотной аномалии.

26.5b) – зеленым обозначены линии потенциальной температуры – можно видеть язык тепла. Также здесь показаны скорости ветра – наблюдается южный ветер у приземной и высотной аномалии и северный ветер, который возникает в тылу циклонической аномалии.

26.5c) – здесь можно наблюдать поле вертикальных скоростей: высотная аномалия оказывается в зоне действия нисходящих движений, связанных с приземной аномалией, приземная аномалия оказывается в зоне действия восходящих движений, связанных с высотной аномалией.

Таким образом, положение дел в реальном циклоне хорошо согласуется с теорией.

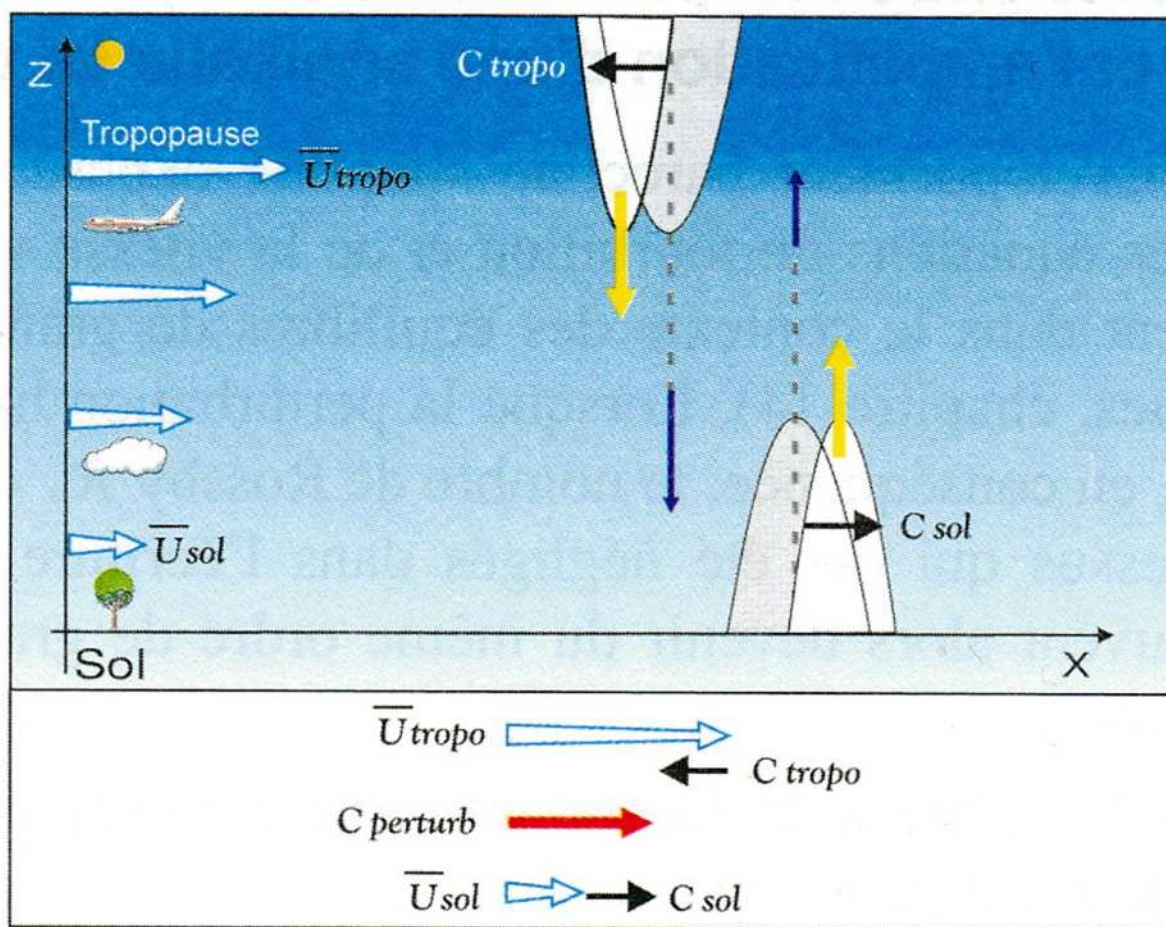


Рис. 26.6 Бароклинное возмущение в стадии развития

Для развития бароклинного возмущения взаимное расположение приземной и высотной аномалий должно сохраняться несколько десятков часов.

На рис. 26.6 изображено бароклинное возмущение в стадии развития. Синей стрелкой с белым наполнением показана скорость ведущего потока, черной стрелкой показана фазовая скорость перемещения синоптической волны Россби.

С учетом ведущего потока оба возмущения перемещаются в соответствии с красной стрелкой (с запада на восток).

Для формирования бароклинного возмущения в стадии развития важны два условия:

- приземная аномалия должна быть впереди по потоку относительно высотной
- они должны быть заперты по вертикали (скорость перемещения обоих возмущений должна быть приблизительно одинакова – должна сохраняться вертикальная структура)

Процесс ослабления волн Россби синоптического масштаба

Теперь рассмотрим противоположный случай, когда приземное и высотное возмущение нивелируют друг друга, то есть, происходит угасание начального возмущения (иногда применяется термин “бароклиная смерть”).

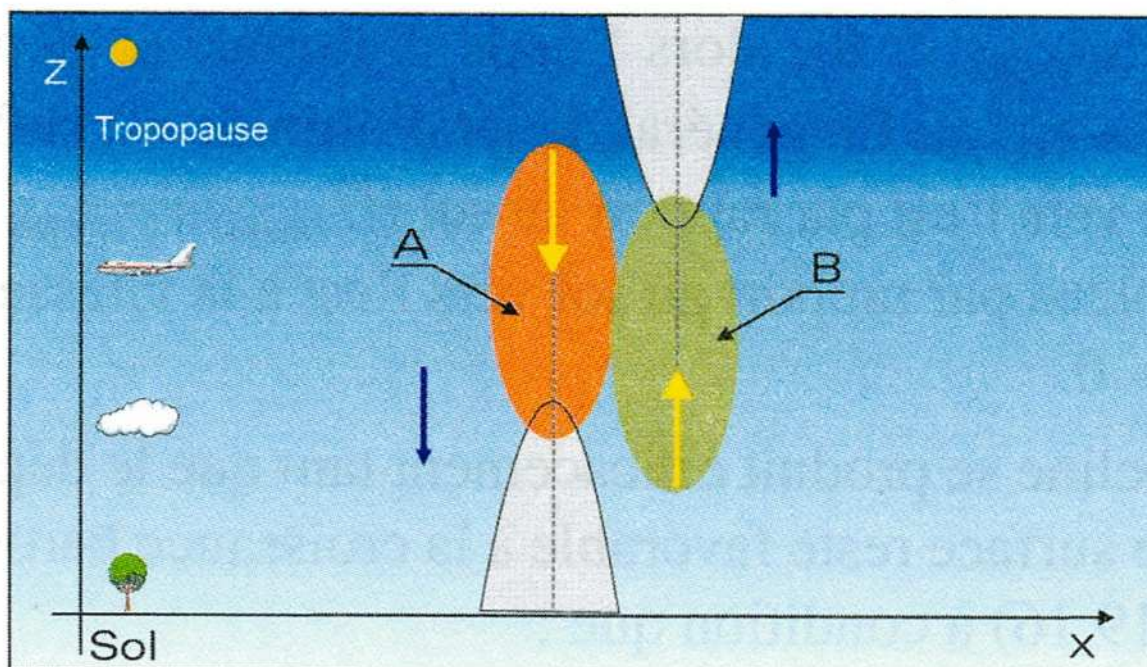


Рис. 26.7 “Бароклиная смерть”

В этом случае высотное возмущение расположено впереди по потоку относительно приземного и наблюдается отрицательная обратная связь.

Восходящие потоки у земли будут сжимать высотную аномалию - момент инерции будет расти, скорость вращения будет замедляться, завихренность будет уменьшаться, возмущение исчезать. Аналогично, нисходящие потоки, связанные с высотным возмущением, будут сжимать приземное возмущение.

То есть, будет происходить угасание бароклиного возмущения.

Асимметричное развитие атмосферных вихрей

Оказывается, скорость усиления циклонов и антициклонов разная.

Процесс бароклиного развития описывается через уравнение тенденции вихря и вертикальных скоростей, а эти уравнения были получены в случае квазигеострофического приближения, т.е., когда число Россби много меньше 1:

$$Ro = \frac{u}{fL} \ll 1$$

По мере развития бароклиного возмущения возрастают скорости ветра, соответственно, растет и число Россби, и уже нельзя пренебрегать слагаемыми, которые имеют порядок числа Россби.

В умеренных широтах:

- Параметр Кориолиса имеет порядок:

$$f \sim 10^{-4} \text{ с}^{-1}$$

- Относительная завихренность имеет порядок:

$$\zeta \sim 10^{-5} \text{ с}^{-1}$$

При развитии циклонического возмущения завихренность возрастает, и может стать одного порядка с параметром Кориолиса.

Выражение

$$f \frac{\partial w}{\partial z} = -f \left(\frac{\partial u_{ag}}{\partial x} + \frac{\partial v_{ag}}{\partial y} \right)$$

было получено из уравнения дивергенции, которые выглядело следующим образом:

$$-(f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \approx f \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

То есть, мы пренебрегли относительной завихренностью.

Теперь завихренностью пренебрегать нельзя, в этом случае

$$-(f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = (f + \zeta) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

- Если f и ζ положительны (что в Северном полушарии соответствует циклонам), то наблюдается положительная обратная связь (ζ дает дополнительный усиливающий эффект) - если на начальных стадиях рост возмущения происходил линейно, то с ростом ζ наблюдается уже экспоненциальный рост - чем сильнее циклон, тем больше скорость его усиления.

- Если f положителен, а ζ отрицателен (что в Северном полушарии соответствует антициклонам), то наблюдается обратный эффект - по мере роста антициклонического возмущения скорость роста будет уменьшаться.

Распределение потоков тепла при бароклином возмущении

Рассмотрим, как происходит механизм обмена теплом в стадиях бароклиного развития и бароклиного угасания.

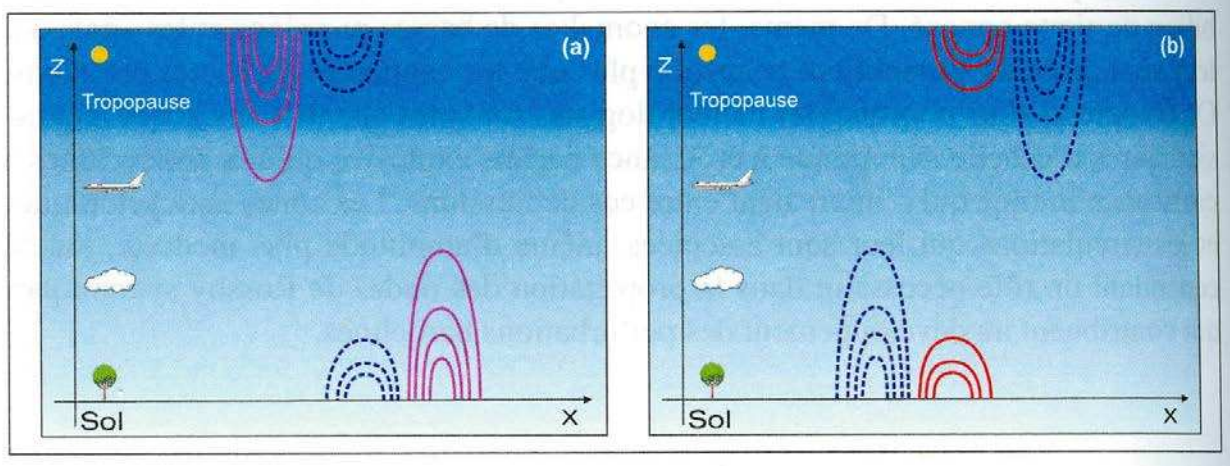


Рис. 26.8 Стадии бароклиного развития и бароклиного угасания

На рис. 26.8а) представлена стадия бароклиного развития, а на рис. 26.8б) – стадия бароклиного угасания. Розовыми сплошными линиями обозначены положительные потоки, синими пунктирными линиями обозначены отрицательные потоки.

- стадия развития

В этой стадии доминирует перенос тепла на север, а холода на юг - степень бароклиности уменьшается. Таким образом, по мере развития, циклон или антициклон уничтожает условия, которые привели к его возникновению.

То есть, циклонические вихри разрушались бы и не поддерживались, если бы не происходила перестройка потоков тепла между стадией развития и стадии угасания.

- стадия угасания

В этой стадии начинают доминировать отрицательные потоки - происходит перенос тепла на юг, а холода на север, степень бароклиности увеличивается. Таким образом, создаются условия для возникновения новых циклонов и антициклонов.

Вклад тепла конденсации при бароклинном возмущении

Как мы помним, конвективная теория циклогенеза базировалась на выделении скрытой теплоты конденсации, которая рассматривалась как главный источник энергии для развития атмосферных вихрей.

Как показали более поздние теоретические исследования и расчеты, одного тепла конденсации для развития полноценного атмосферного вихря недостаточно, тем не менее, оно является дополнительным фактором в процессе их развития.

По мере развития бароклиного возмущения теплый воздух поднимается вверх, при подъеме он адиабатически охлаждается, и достигая уровня конденсации, в нем начинается процесс высвобождения скрытого тепла при конденсации водяного пара.

Обозначим через H изменение температуры из-за выделения тепла конденсации:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = H$$

Ранее мы использовали уравнение

$$N_0^2 \nabla^2(w) + f_0^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \operatorname{div} \vec{Q}$$

Если принять во внимание влияние теплоты конденсации, то появится дополнительное слагаемое:

$$N_0^2 \nabla^2(w) + f_0^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \operatorname{div} \vec{Q} + \frac{g}{\theta_0} \nabla^2 H$$

Если $\frac{g}{\theta_0} \nabla H < 0$, это будет способствовать уменьшению $\nabla^2(w)$. То есть, выделение скрытого тепла приводит к росту w , и возникает положительная обратная связь: чем сильнее вертикальные восходящие движение, тем больше выделяется скрытого тепла конденсации, что приводит к более интенсивным восходящим движениям.

Таким образом, выделение скрытого тепла конденсации способствует нелинейному росту циклонического возмущения.

Синтез процессов бароклинного развития

Рассмотрим синтез процессов бароклинного развития, добавив некоторые синоптические аспекты.

В нашем курсе мы рассмотрели весьма упрощенный механизм развития бароклинного возмущения:

- рассматривался двумерный случай
- рассматривалось крупномасштабное приближение
- рассматривалась осесимметричная бароклинная зона

В реальности, конечно, условия более сложные, хотя схематично они довольно хорошо согласуются с принятыми нами упрощениями.

Бароклинная зона не является осесимметричной - длинные планетарные волны возмущают среднюю бароклинную зону, и возмущения синоптического масштаба развиваются на фоне уже возмущенной бароклинной зоны. Характерный период возмущения бароклинной зоны - около десяти дней.

Также в реальности нет однозначного соответствия между степенью бароклинности и интенсивностью циклонов.

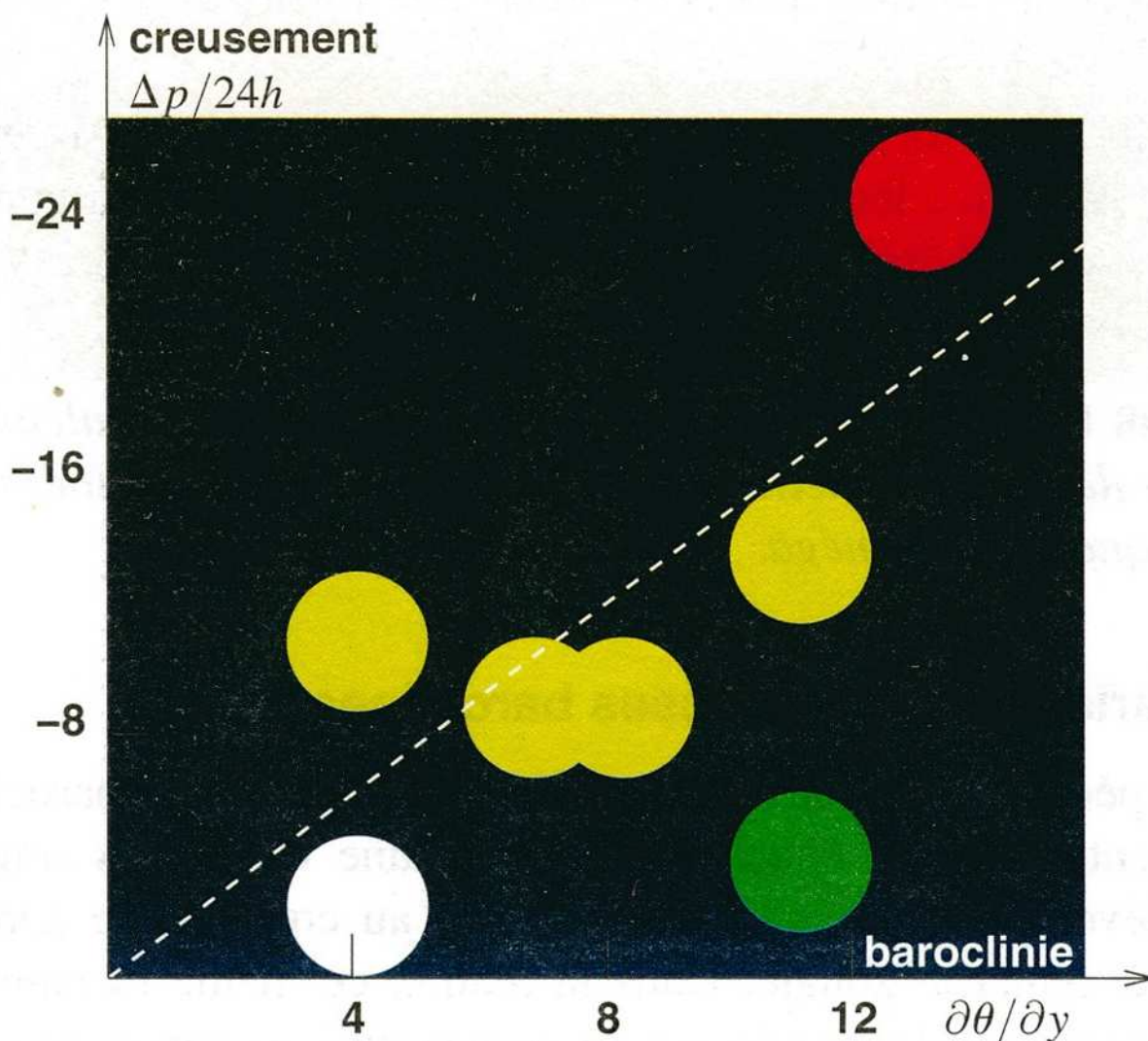


Рис. 26.9 Связь между степенью бароклинности и интенсивностью циклонов

На рис. 26.9 изображена зависимость между степенью бароклинности (выраженной в меридиональном градиенте потенциальной температуры) и скоростью углубления циклона (выраженной в величине барической тенденции за 24 часа).

- белый цвет - самые слабые циклоны (почти устойчивые волны, которые практически не изменяют свои амплитуду - развития циклонического вихря не происходит).
- зеленый цвет - умеренные депрессии со скоростью падения давления порядка 5 гПа за сутки
- желтый цвет - типичные циклоны со скоростью падения давления порядка 10 гПа за сутки
- красный цвет – циклоны-бомбы со скоростью падения давления 24 гПа за сутки и более

Как видно, четкой линейной зависимости не наблюдается, оно и понятно - помимо степени бароклинности на интенсивность циклонов влияет масса других факторов: степень устойчивости атмосферы, взаимодействие с подстилающей поверхностью и ее температура, выделение скрытого тепла конденсации и т.д.

Однако, механизм бароклинного развития все-таки остается определяющим.

Высотный предиктор

Катастрофический циклон, обрушившийся совершенно неожиданно на Западную Европу 25 декабря 1999 года, стал стимулом для очень подробного пересмотра синоптических методов.

Обнаружилось, что перед возникновением этого циклона на высотах наблюдалось весьма сильная аномалия на уровне тропопаузы, и появился термин “высотный предиктор”.

Высотный предиктор - зона низкой тропопаузы синоптического масштаба, при этом на уровне тропопаузы наблюдается пониженное давление, отрицательная аномалия температуры (холодный очаг) и положительная аномалия потенциального вихря.

Эта аномалия распространяется на уровне тропопаузы как синоптическая волна Россби, но если она не находится в бароклинной зоне, то не усиливается (т.н. латентная аномалия).

Как только эта аномалия приближается к зоне бароклинности, сразу нарушается состояние равновесия. Возникают циркуляции второго порядка - восходящие движения впереди и нисходящие движения в тылу.

Если аномалия расположена достаточно низко, а зона бароклинности достаточно интенсивна (на настоящий момент для этого нет четких численных критериев), то вертикальные скорости, возникшие вокруг высотной аномалии, могут сгенерировать волну завихренности у поверхности земли.

В этом случае приземная аномалия возникнет впереди высотной, далее происходит развитие бароклинного возмущения и возникает полноценный циклонический вихрь (рис. 26.10).

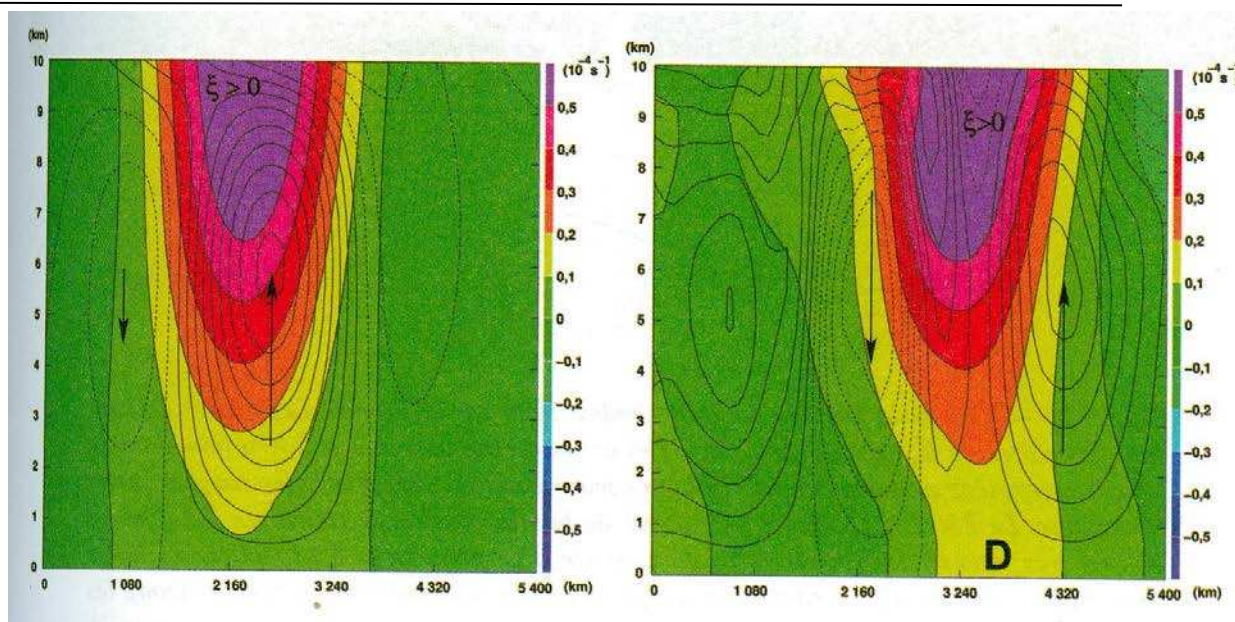


Рис. 26.10 Развитие бароклиного возмущения

Происхождение высотных предикторов пока до конца не выяснено. Некоторые источники высотных аномалий:

- остаток ранее существовавшего бароклиного возмущения
- результат развития синоптических волн Россби
- т.н. “убегание” - распространение аномалий потенциального вихря от околополюсного района в более низкие широты

Существование высотных предикторов не является необходимым условием для развития бароклиного возмущения.

Источником бароклиного возмущения могут быть и аномалии низких уровней, например, зона низкого давления, связанная с теплой аномалией, которая, в свою очередь, возникла под влиянием подстилающей поверхности или вследствие освобождения скрытого тепла конденсации.

Однако, предикторы нижних слоев редко способны в одиночку сгенерировать полноценное бароклиное возмущение - приземная аномалия не может создать аномалию на высотах.

Тем не менее, она может взаимодействовать с вертикальными движениями, порожденными струйным течением. Если приземная аномалия окажется под восходящими движениями, связанными со струйным течением, то запустится механизм бароклиного развития, возникнет высотная аномалия, и разовьется полноценное бароклиное возмущение.

Однако, наиболее вероятным сценарием развития событий остается рассмотренное сближение приземного и высотного возмущений в пределах бароклиной зоны.



ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
Л Е К Ц И И У Ч Е Н Ы Х М Г У