

Препринт № 129

ДИСТАНЦИОННЫЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В ЗОНЕ
ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ
/ТАЙФУНОВ/.

В.П.Борин
М.Г.Кузенцова
В.А.Рассадовский
А.В.Троицкий

А н н о т а ц и я

Излагаются результаты комплексных радиометрических исследований основных метеопараметров тропической атмосферы, выполненных на НИС "Академик Королев" в международной экспедиции "Тайфун-78", которая проводилась в 1978 г. в Северо-западной части экваториальной зоны Тихого океана (район максимальной повторяемости тропических циклонов). Приводятся экспериментальные данные о временных и пространственных вариациях метеопараметров атмосферы в зоне зарождения тайфунов. Результаты сопоставляются с развитием синоптической обстановки в исследуемом районе. Обнаружено увеличение полной массы водяного пара и его временных вариаций в периферийной зоне тайфуна на стадии его зарождения.

В последнее время как в СССР, так и за рубежом все большее значение придается изучению глобальных атмосферных процессов, к которым, в частности, относятся и тропические циклоны, играющие значительную роль в общей атмосферной циркуляции.

Тропические циклоны, в бассейне Тихого океана называемые тайфунами, зарождаются при благоприятных динамических условиях в районах Мирового океана с аномально большими теплоспасом верхнего слоя океана и количеством водяного пара в атмосфере, служащего главным источником энергии циклона. Роль основного поставщика водяного пара в активную зону циклона (область центрального облачного пятна) играет его периферия, простирающаяся на расстоянии 1000 и более километров. В активной зоне поступающий с периферии водяной пар конденсируется в жидкую фазу с выделением скрытой теплоты конденсации; часть этой теплоты затем превращается в кинетическую энергию тайфуна. Естественно, что энергия тропического циклона зависит от эффективности притока водяного пара, то есть прежде всего от влагосодержания атмосферы и его пространственного распределения. Кроме того, данные спутникового зондирования показывают наличие на периферии тайфуна мезомасштабных облачных образований, роль которых в динамике и энергетике тропических циклонов также существенна. В связи с этим для зон возникновения и действия тропических циклонов необходимо иметь статистически обеспе-

ченые данные о составляющих энергетического баланса тропосферы, в первую очередь о количестве парообразной и жидкой воды и термическом режиме тропосферы [1].

Быстрая изменчивость атмосферных процессов в рассматриваемой синоптической ситуации требует оперативно-го получения данных об основных метеопараметрах тропической атмосферы: количестве парообразной и жидкокапельной воды и температурном профиле тропосферы. Именно дистанционные радиометрические методы исследований позволяют эффективно решать указанную задачу. Кроме того, в настоящее время измерение количества жидкой воды в атмосфере возможно только с помощью отмеченных методов.

В настоящей работе сообщаются результаты комплексных радиометрических исследований основных метеопараметров тропической атмосферы, выполненных на НИС "Академик Королев" в международной экспедиции "Тайфун-78", которая проводилась в июле-ноябре 1978 г. в северо-западной части экваториальной зоны Тихого океана.

1. Комплексные радиометрические измерения собственного излучения тропической атмосферы с последующим определением высотного профиля температуры $T(h)$, полной массы водяного пара Q и интегральной водности (водозапаса) облаков W выполнялись в полосах поглощения кислорода ($\lambda_1 \approx 5,8$ мм) и водяного пара ($\lambda_2 = 13,5$ мм) и в окне прозрачности атмосферы ($\lambda_3 = 8$ мм, $\lambda_4 = 8$ мм). Измерения проводились с помощью супергетеродинных приемников (радиометров) [2,3], размещенных вместе с антенной системой на стабилизирующей платформе НИС. Прием радиоизлучения осуществлялся на рупорные антенны с диаграммами направленности по уровню половинной мощности $\sim 8^\circ$.

Абсолютная калибровка принимаемого радиоизлучения осуществлялась по собственному излучению ясной атмосферы, радиояркостная температура которой рассчитывалась по данным синхронного аэрологического зондирова-

вия. На предварительном этапе выполнялась калибровка внутреннего генератора шума в масштабе яркостных температур по величине контраста между принимаемым радиоизлучением ясной атмосферы и излучением "черного" эталона, находящегося в дальней зоне антенны при температуре окружающего воздуха. В дальнейшем найденная таким образом температура внутреннего шумового генератора считалась неизменной. В качестве опорной области для абсолютной привязки результатов измерений яркостной температуры атмосферы (начало системы отсчета) использовалось радиоизлучение "черного" эталона, находящегося в дальней зоне антенны. Для обеспечения постоянства фона излучения, принимаемого антенной через боковые и задние лепестки диаграммы направленности, рупоры помещались в "черную" полость с окном для приема радиоизлучения атмосферы. Точность определения яркостных температур атмосферы составила величину $0,5-2^{\circ}\text{K}$ на длине волны λ_1 , при изменении зенитного угла Θ от 90° до 0° соответственно и $\leq 2^{\circ}\text{K}$ на длинах волн $\lambda_2 \div \lambda_4$.

Задача комплексного определения метеопараметров облачной атмосферы радиометрическим методом достаточно подробно рассмотрена в работе [4]. Напомним кратко ее основные положения. В радиодиапазоне измеряемой величиной является яркостная температура, выражение для которой при приеме радиоизлучения атмосферы на частоте ν имеет вид:

$$T_{я, \nu}(\Theta) = \operatorname{cosec} \Theta \int_0^H T(h) \chi(h, \nu, T) \times \exp \left[-\operatorname{cosec} \Theta \int_0^h \chi(h', \nu, T) \right] dh, \quad (1)$$

где $T(h)$ – высотное распределение температуры, $\chi(h, \nu, T)$ суммарный коэффициент поглощения, H – высота верхней границы атмосферы, Θ – зенитный угол. Для реальной атмосферы коэффициент поглощения в рассматриваемом диапазоне длин волн определяется поглощениями в вод

ном паре и его димерах, в молекулярном кислороде и в водяных каплях облаков:

$$\gamma(h, \nu, T) = \gamma_{H_2O}(h, \nu, T) + \gamma_{O_2}(h, \nu, T) + \gamma_W(\nu, T). \quad (2)$$

Решение задачи по определению основных метеопараметров атмосферы $T(h), Q, W$ предполагает одновременное измерение ее радиоизлучения как минимум на трех длинах волн в диапазоне $\lambda_1 = 5$ мм, $\lambda_2 = 13,5$ мм, и $\lambda_3 \approx 6-8$ мм или $\lambda_3 \approx 3$ мм с последующим решением соответствующих обратных задач. Спектральные особенности излучения атмосферных газов позволяют определить полную массу водяного пара в столбе атмосферы Q и водозапас облаков W (по совместным измерениям на 2-х длинах волн λ_2 и λ_3) и тем самым задать ядро интегрального уравнения (1). Решение обратной задачи для углового спектра $T_g \lambda_1(\theta)$ измеренного на длине волны λ_1 , дает высотное распределение температуры атмосферы $T(h)$. Далее следует итерационный процесс. Решение уравнения (1) с целью получения $T(h)$ в настоящей работе осуществлялось методом статистической регуляризации. Ошибки в определении метеопараметров $T(h), Q, W$ связаны в основном с неопределенностью в априорном задании высоты облаков (или, что одно и то же, их температуры), то есть в задании значения коэффициента поглощения в облачных каплях $\gamma_W(\nu, T)$. Эта неопределенность в $\gamma_W(\nu, T)$ для случая тропической атмосферы, то есть когда температура облаков в основном положительна, приводит к ошибкам измерения $Q \sim 0,5$ г/см², $W \sim 0,1$ кг/м² и $T(h) \sim 2$ К. Точность определения Q для случая ясной атмосферы оценивается примерно в 0,3 г/см² и определяется, в основном, незнанием высотного распределения водяного пара [5], а для восстановления температурного профиля $T(h)$ составляет $\sim 1,5$ К [6].

2. Методика исследования атмосферы в зоне возник - новения тропических циклонов заключалась в измерении метеопараметров невозмущенной атмосферы и при наличии возмущения и последующее их сравнение. Ниже приводятся результаты статистического анализа основных метеопараметров невозмущенной тропической атмосферы северо-западной части океана (район максимальной повторяемости тропических циклонов), измеренных дистанционным радиометрическим методом. На рис. 1 приведен широтный ход полной массы водяного пара в столбе атмосферы Q вдоль 145° ВД. Результаты радиометрических измерений уверенно регистрируют рост влагосодержания к экватору и наличие минимума в районе 25° СШ, что связано с общей циркуляцией атмосферы Земли (ячейки Галдея). На этом рисунке видно наложение суточного хода влагосодержания атмосферы на широтный. Аналогичное широтное распределение получено в работе [7] для Атлантического океана.

Сходная картина наблюдается и для широтного хода интегральной водности конвективных облаков. Средний водозапас W облаков растет от $\sim 0,3 + 0,5 \text{ кг/м}^2$ на средних широтах (40° СШ) до $\sim 1 + 2 \text{ кг/м}^2$ во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК). При этом водозапас высококучистых облаков A_{S2} практически не меняется и составляет не более $0,1 \text{ кг/м}^2$. В районе минимума влагосодержания Q (25° СШ) наблюдается и уменьшение бальности и водности конвективной облачности. Как и для влагосодержания Q атмосферы этот факт является следствием наличия в этих широтах нисходящих движений, которые приводят к подавлению конвективной облачности и приносят воздух с более низких содержанием водяных паров. Отметим, что в обычных невозмущенных тропических условиях количество жидкой воды в облаках в столбе единичной площади по радиометрическим данным составляет ($2 + 4$) % от количества водяного пара в том же столбе атмосферы.

В зоне ВЗК на полигоне с координатами 11° СШ 145° ВД с 23.09.78 по 02.10.78 г. проводились непрерывные измерения суточного хода полной массы водяного пара Q ,

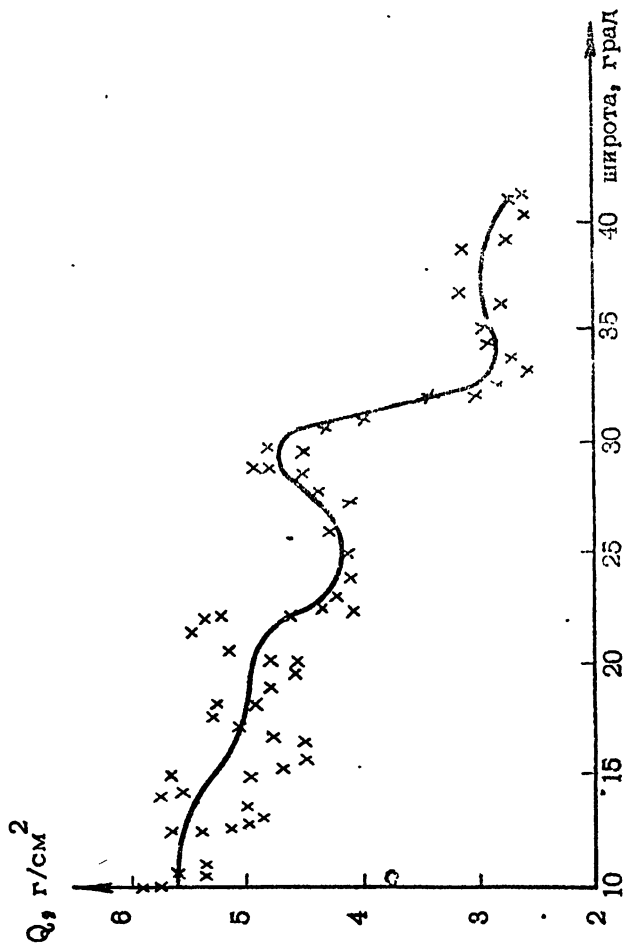


Рис. 1

интегральной водности облаков W и тропосферного температурного градиента Γ . На рис. 2-3 представлены осредненные результаты этих измерений. В зависимости $Q(t)$ уверенно обнаруживается 24-часовая цикличность с максимумом \sim на 18 часов и с минимумом \sim на 6 часов местного времени со среднесуточным перепадом $\Delta Q \approx 0,5 \text{ г/см}^2$ (усреднение контрольных результатов синхронного аэрологического зондирования на 9 час. 30 мин. и 21 час. 30 мин. показало хорошее согласие с радиометрическими данными). Такой же характер суточной зависимости $Q(t)$ наблюдался и при долготном разрезе вдоль 12° Ш от 145° ВД до 125° ВД . Следует заметить, что результаты дистанционного и аэрологического зондирования атмосферы в ВЗК Атлантического океана [8] не обнаружили суточного хода влагосодержания Q , правда точность радиометрических измерений Q там была несколько хуже. Величина суточного хода $\Delta Q \approx 0,5 \text{ г/см}^2$ свидетельствует о том, что за сутки с поверхности океана, в исследуемом районе испаряется в среднем около 0,5 см воды (такая же величина для зоны северо-восточных пассатов Тихого океана [9]). Большая часть испарившейся влаги конденсируется в жидкую фазу конвективной облачности и выпадает в виде осадков. В дни, когда конвективная облачность отсутствует, суточный ход влагосодержания минимален и не превосходит $0,2 \text{ г/см}^2$.

Максимальные значения водности облаков W и влагосодержания Q практически совпадают по времени, о чем свидетельствуют результаты радиометрических измерений, приведены на рис. 2. На этом рисунке $W(t)$ соответствует приведенной водности атмосферы, под которой понимается средняя водность облаков, отнесенная к бальности. Зависимость $W(t)$ представляет дополнительный интерес ввиду того, что в метеорологической литературе имеются противоречивые сведения о суточном ходе водности тропической атмосферы над океаном. По одним источникам максимум облачности приходится на утренние

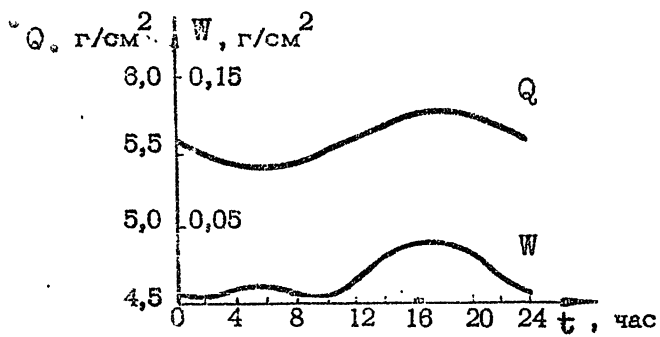


Рис. 2

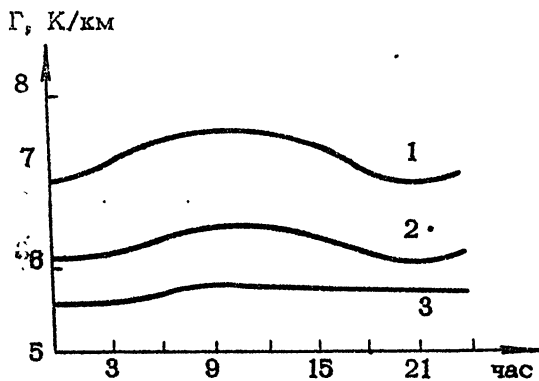


Рис. 3

часы, что объясняется увеличением утром тропосферного градиента температуры над океаном и, как следствие, усиление конвекции водяного пара, и, следовательно, его конденсации [10], по другим — на вечерние часы (как и над сушей). Радиометрические измерения влажности океанической атмосферы подтверждают второе предположение. В утренние часы наблюдается увеличение бальности облачности при малой ее влажности. По всей видимости влияние реального изменения тропосферного градиента температуры Γ на условия конденсации водяного пара не столь велико. Кроме того, как показывают результаты восстановления температурного профиля $T(h)$, суточные изменения Γ океанической тропосферы очень малы. На рис. 3 приведен суточный ход значений тропосферного градиента температуры для различных высотных слоев. Амплитуда суточного хода Γ максимальна для нижнего слоя атмосферы $\Delta h = (0 \div 1)$ км и составляет $\sim 0,8$ к/км (кривая 1), в то время как для слоя $\Delta h = (0 \div 4)$ км суточный ход практически отсутствует (кривая 4). Максимум Γ приходится также на утренние часы (6 час), а минимум — на вечерние (18 час). Как известно, такая зависимость объясняется прогревом воздуха солнечной радиацией при неизменной приземной температуре T_0 , которая поддерживается таковой термостатирующим действием океана с его огромным теплозапасом.

3. Сведения о временных изменениях полной массы водяного пара, влажности облаков и термического режима океанической атмосферы в районе максимальной повторяемости тропических циклонов практически отсутствуют. Тем большее значение представляют результаты радиометрических измерений, позволяющие непрерывно получать такие сведения. На рис. 4 изображен временной ряд значений полной массы водяного пара Q в столбе атмосферы. Измерения проводились на полигоне 11° СШ 145° ВД и при разрезе вдоль 12° СШ 145° ВД до 125° ВД в период с 23.09.78 г. по 07.09.78 г. При рассмотрении временного ряда Q уверенно обнаруживается (кроме суточного хода) шестисуточная цикличность. Расчет временного спектра Q дает

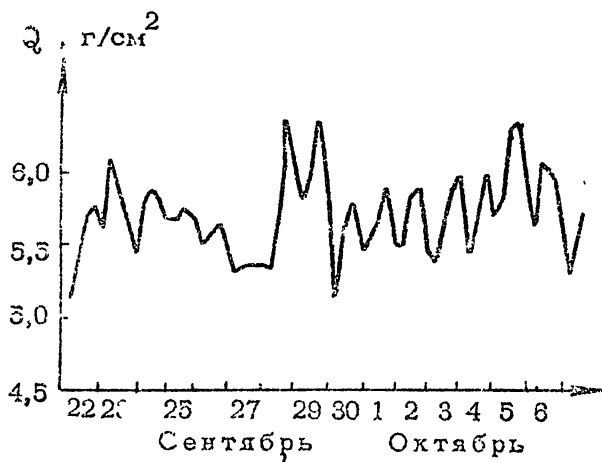


Рис. 4

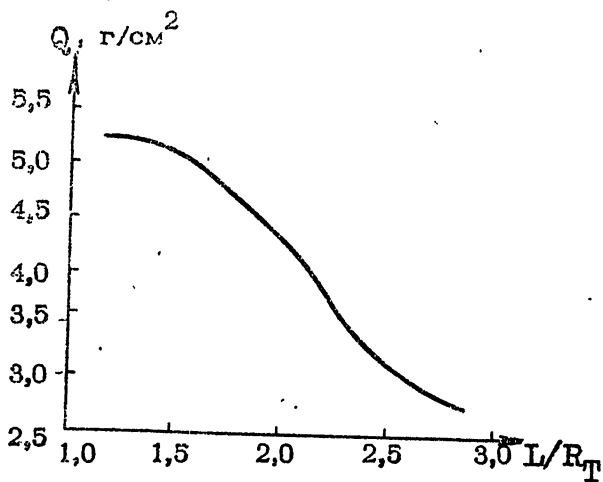


Рис. 5

аналогичный результат. Относительные изменения Q достигают величины в 60% относительно среднего значения $Q = 5,7 \text{ г/см}^2$ при дисперсии $\sigma_Q = 0,5 \text{ г/см}^2$. Дни с относительно большими значениями значений полной массы водяного пара следуют с интервалом в сутки. Этим же дням соответствуют как максимальная водность облачности, так и ее бальность. Приведенная водность атмосферы составила величину $2 \text{ кг/м}^2 = 0,2 \text{ г/см}^2$, что примерно в пять раз выше средних значений. Временные вариации средней температуры тропосферы (слоя $\Delta h = 0 + 5 \text{ км}$), полученные из результатов восстановления профиля $T(h)$, малы и составляют величину $\sim 1 \text{ К}$, что свидетельствует о достаточной устойчивости термического режима океанической атмосферы. В дни шестисуточных максимумов Q и W наблюдалось некоторое увеличение средней температуры на величину $\sim (1 + 2) \text{ К}$, а, следовательно, и некоторое увеличение теплосодержания или энтальпии атмосферы $C_p T$, являющейся важной энергетической характеристикой.

Необходимо отметить еще одно, существенное на наш взгляд, обстоятельство, заключающееся в том, что на дни с зарегистрированными максимальными значениями метеопараметров — 23 сентября, 29 сентября и 5 октября — приходятся образования начальных стадий (тропических депрессий) зарождения тайфунов 7821 — "Лола", 7822 — "Мэйми" 7823 — "Нина" (первые две цифры обозначают год, вторые — порядковый номер). Эти факты подтверждают гипотезу, что одним из необходимых условий зарождения тропического циклона является достаточный запас влаги в районе его возникновения.

В указанные дни наряду с общим увеличением количества водяного пара в атмосфере наблюдалось и значительное увеличение его суточных измерений. Максимальный перепад содержания водяного пара в атмосфере составил величину $\Delta Q = 1,1 \text{ г/см}^2$ для 29 сентября. Примерно такое же количество влаги должно испариться с поверхности океана, что исключительно велико и, несомненно, связано с ситуацией зарождения тропического циклона. Таким обра-

зом, в процессе возникновения и развития тропической депрессии наблюдается не только увеличение общего влагосодержания водяного пара в атмосфере, но и значительная интенсификация процессов конденсации и выпадения осадков, ведущих к выделению скрытой теплоты конденсации $L\Delta Q$ (L — удельная теплоты парообразования). Применительно к рассматриваемому случаю за 12 часов при физическом переходе выделилось скрытого тепла $L\Delta Q = 650 \text{ кал/см}^2$, что соответствует потоку энергии от океана в атмосферу $\sim 600 \text{ вт/м}^2$.

Как уже отмечалось, водозапас атмосферы возрастал в дни с большими значениями полной массы водяного пара. В периферийной зоне зарождающихся тайфунов "Мэйми" и "Нина" ($\sim 700 \text{ км}$ от центра) наблюдались сверхмощные облачные образования с водозапасом $W = 20 \text{ кг/м}^2 = 2 \text{ г/см}^2$, что на порядок выше водозапаса мощной конвективной облачности и сравнимо с полной массой водяного пара в атмосфере. Раздельное определение количества жидкой и парообразной фаз воды в этих сверхмощных облачных образованиях показало существенно повышенное содержание водяного пара (\sim в 1,5 раза) в них относительно окружающей атмосферы. Этот факт свидетельствует, по-видимому, о мощном входе воздушных масс в облачную ячейку, где происходит интенсивное испарение облаков и столь же интенсивная конденсация в восходящих потоках, компенсирующее испарение.

В ходе выполнения программы "Тайфун-78" было впервые измерено общее влагосодержание Q во фронтальной зоне периферии развитого тропического циклона. Измерения проводились 15-16 сентября на широте $\sim 38^\circ$ СШ при сближении с тайфуном 7819 "Джуди", двигавшимся на север по $\sim 149^\circ$ ВД. В момент наблюдения тайфун находился в высшей стадии своего развития с размерами активной области $R_T \approx 300 \text{ км}$, давлением $p = 980 \text{ мб}$ и скоростями ветра $V = 40 \text{ м/сек}$.

На рис. 5 приведена экспериментально измеренная зависимость полной массы водяного пара от расстояния до центра тайфуна. Начиная с расстояния $\sim 3R_T$ от центра

наблюдается существенное увеличение влагосодержания Q . На границе активной зоны Q увеличено в 2 раза по сравнению с невозмущенным значением $Q \approx 2,5 \text{ г/см}^2$ (см. рис. 1). для этих широт. Этот факт может указывать на то, что тайфун способствует перекачиванию по вертикали влаги, поступающей к его активной зоне, по-видимому, в силу возрастания интенсивности восходящих течений по мере приближения к тайфуну. Размеры зоны повышенной влажности хорошо согласуются с оценками размеров периферии тропического циклона [1] .

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В.Н.Иванов. Метеорология и гидрология, № 1, 13/1978/.
2. Ю.В.Лебский, А.П.Наумов, В.М.Плечков, Л.К.Сизмина, А.В.Троицкий, А.М.Штанюк. Изв.ВУЗов, Радиофизика, 19, № 1, 25/1976/.
3. В.С.Зборовский, Л.Ф.Ларионова, В.А.Самойлов, Б.Н.Фелляшев, В.В.Хрулев. Изв.ВУЗов, Радиофизика, 21, № 2, 295/1978/.
4. М.Г.Кузнецова, В.А.Рассадовский, А.В.Троицкий. Изв. ВУЗов, Радиофизика, 22, № 8, /1979/.
5. А.П.Наумов, В.А.Рассадовский ФАО, 14, № 7, 716/1978/.
6. В.И.Алешин, А.П.Наумов, В.М.Плечков, М.И.Сумин, А.В. Троицкий. Изв.ВУЗов, Радиофизика, 20, № 2, 198/1977/.
7. А.С.Гурвич, В.М.Плечков, В.Г.Снопков. ДАН, 193, № 5 /1970/.
8. А.А.Мельников, В.М.Плечков, Ю.А.Романов, К.М.Стрежнева. ТРОПЭКС-72, Л., Гидрометеониздат, 1974.
9. Riehl H. et al. J.Roy.Meteorol.Soc., 77, 598-626 (1951).
10. Матвеев. Общий курс метеорологии, Л-1958.