



# Микроволновая радиометрия атмосферных процессов

Д.М. Ермаков

Институт космических исследований РАН

XII Международная школа-семинар «Спутниковые методы и системы изучения Земли», Таруса, 23.03.2024

# План лекции

1. Микроволновая радиометрия и ее физические основы
2. Возможности микроволновой радиометрии для исследования мгновенных значений атмосферных параметров
3. Переход к исследованию атмосферной динамики

# 1. Микроволновая радиометрия и ее физические основы

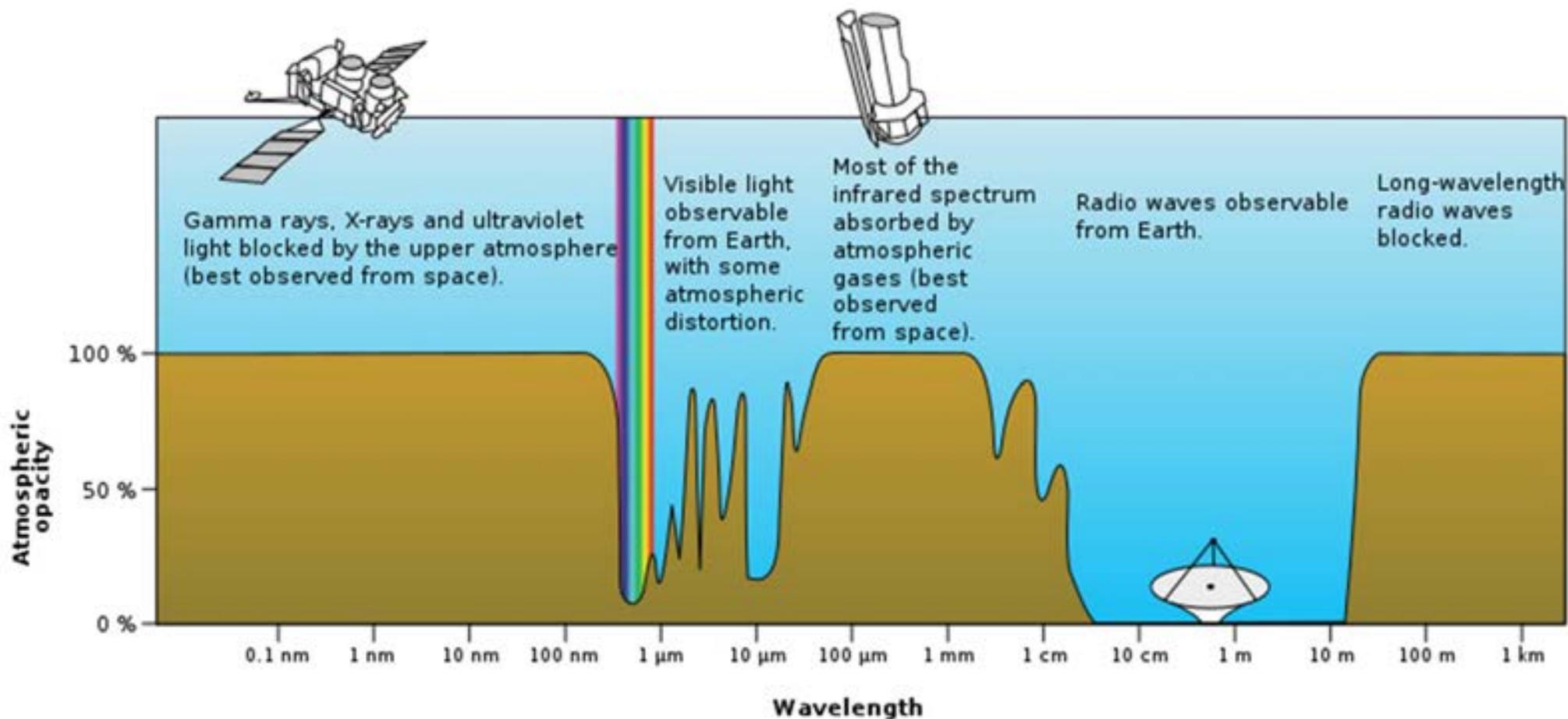
## Микроволновая радиометрия

**Пассивный** метод дистанционного исследования объектов интереса, основанный на измерениях характеристик их **собственного теплового излучения** в диапазоне длин волн от  $\sim 1$  мм до  $\sim 1$  м.

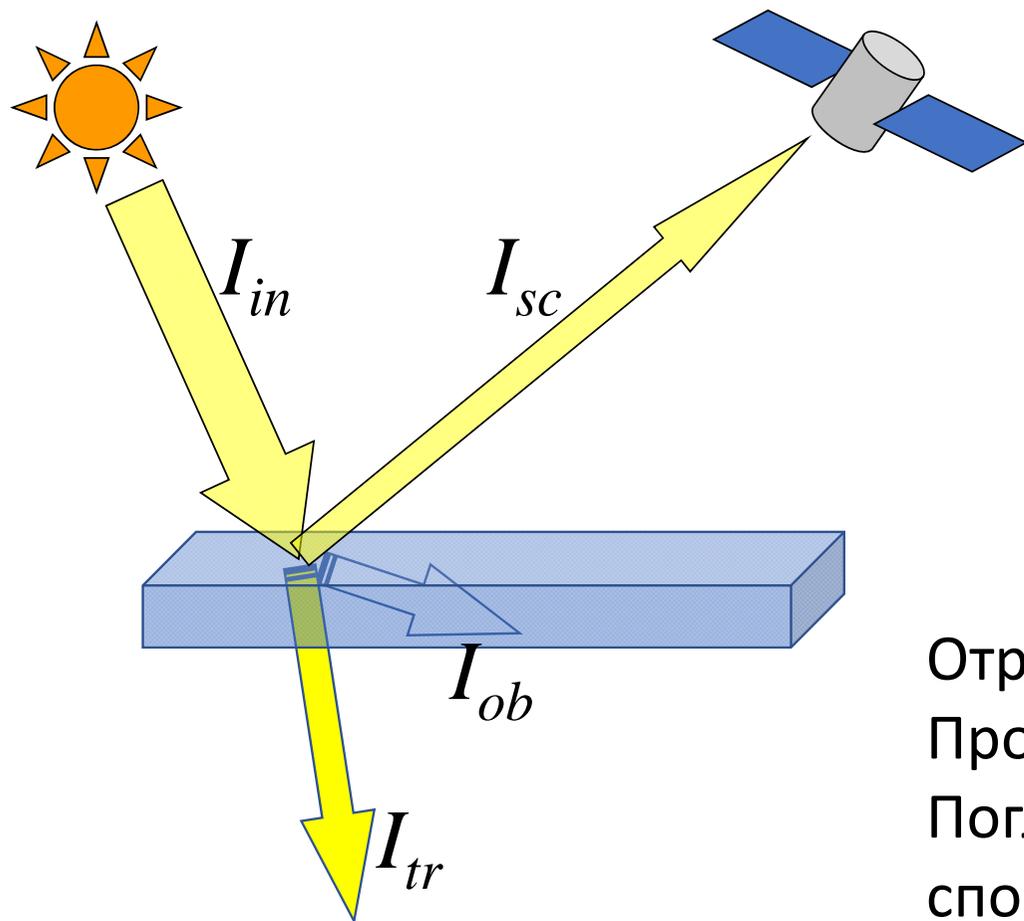
Переход от данных дистанционных измерений к параметрам исследуемого объекта – математически **некорректная обратная задача**



## Прозрачность атмосферы как функция длины волны



## Отражательная, поглощательная, пропускная способности



$$I_{in} = I_{sc} + I_{tr} + I_{ob}$$

$$1 = (I_{sc} + I_{tr} + I_{ob}) / I_{in}$$

$$1 = \rho + \tau + \varepsilon$$

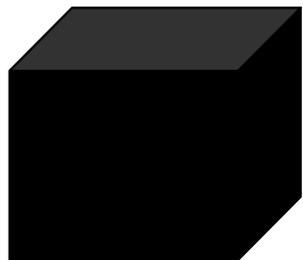
Отражательная ...

Пропускная ...

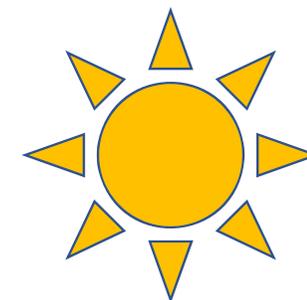
Поглощательная/излучательная  
способности вещества

Соотношения между ними зависят от частотного диапазона и направления распространения излучения, температуры объекта

## Абсолютно черное тело



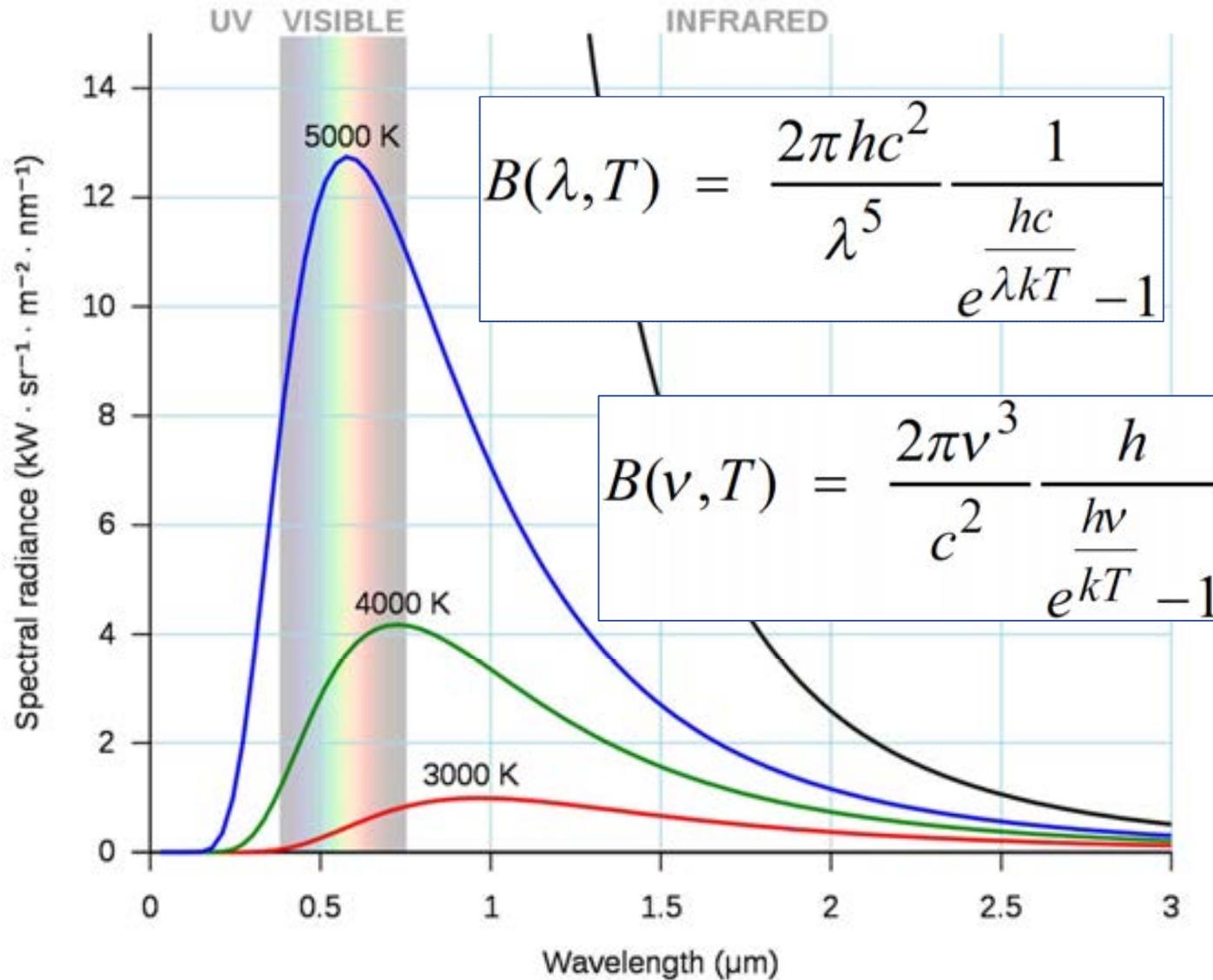
$$1 = \rho + \tau + \varepsilon$$
$$\rho = \tau = 0, \varepsilon = 1$$



Излучение абсолютно черного тела подчиняется закону Планка

$$B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad \text{или} \quad B(\nu, T) = \frac{2\pi \nu^3}{c^2} \frac{h}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1}$$

## Свойства чернотельного излучения

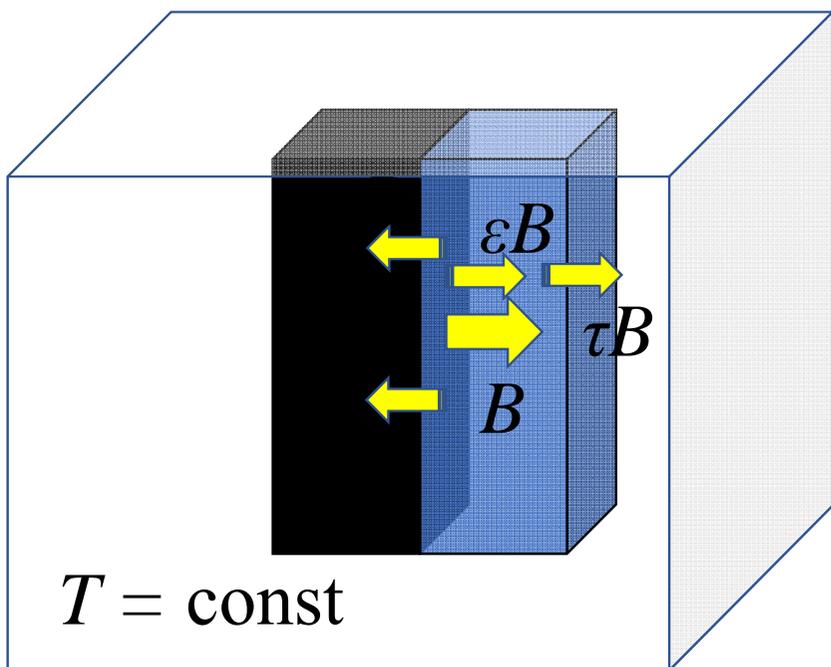


Закон смещения Вина:

$$\lambda_{\text{max}} \sim 1/T$$

Закон Рэля-Джинса:  
 $B(T) \sim T$  при  $h\nu/kT \ll 1$

## Закон Кирхгофа. Понятие яркостной температуры



Энергия, излучаемая черным телом

$$B = \rho B + \tau B + \epsilon B$$

равна сумме энергий, рассеиваемой, пропускаемой и поглощаемой серым телом.

Из условия термодинамического равновесия следует, что энергия, излучаемая серым телом,

$$P = \epsilon B$$

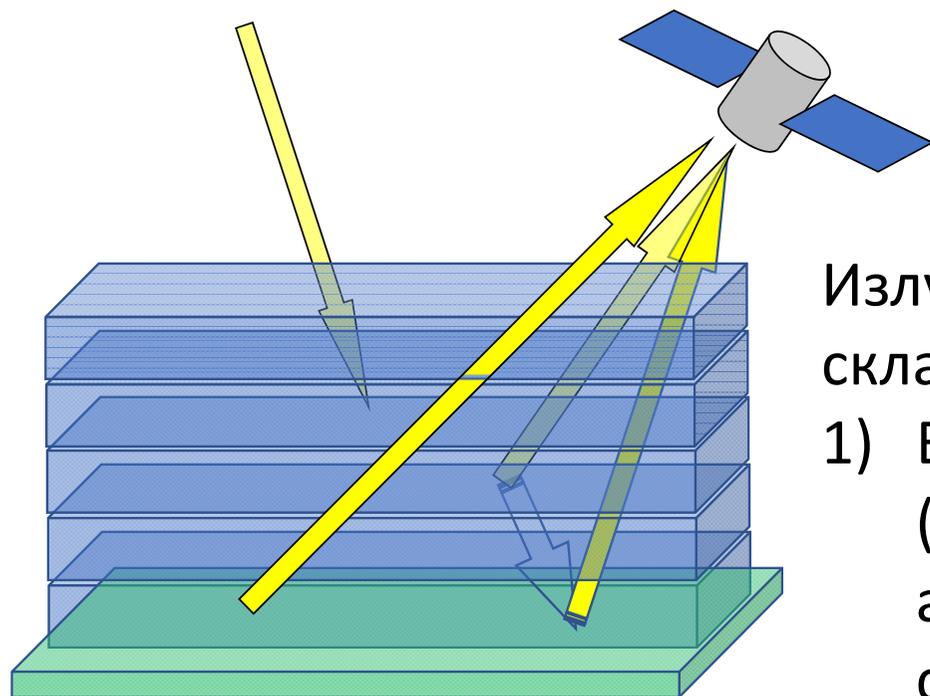
равна поглощаемой энергии излучения черного тела.

То есть,  $\epsilon$  – и коэффициент поглощения, и коэффициент излучения.

$$\text{Если } B(T) \sim T, \text{ то } P(T) = \epsilon B(T) \sim \epsilon T \equiv T_{br}$$

$T_{br}$  – (радио)яркостная температура тела при термодинамической, равной  $T$

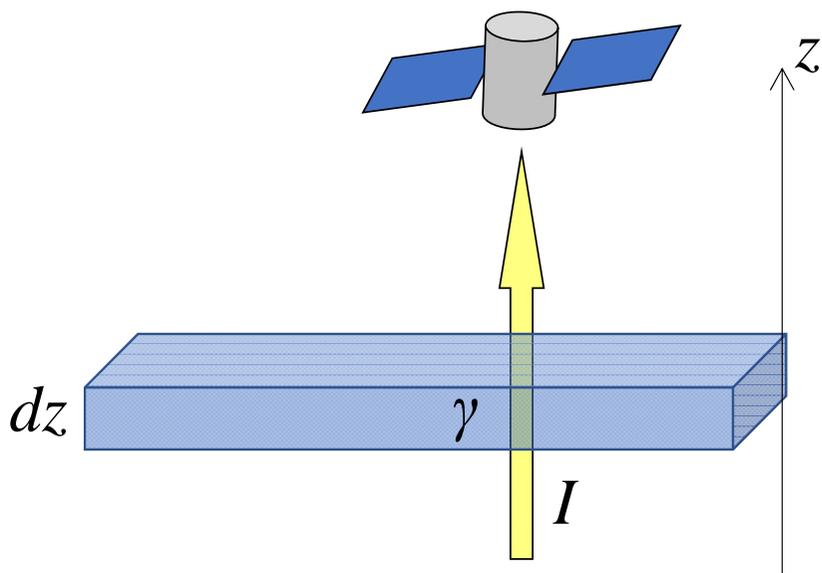
## Формирование регистрируемого радиотеплового сигнала



Излучение, регистрируемое со спутника, складывается из нескольких компонент:

- 1) Восходящего собственного (теплого) излучения слоев атмосферы, ослабленного верхними слоями;
- 2) Нисходящего излучения атмосферы, частично отраженного подстилающей поверхностью и ослабленного в слоях атмосферы;
- 3) Собственного излучения подстилающей поверхности;
- 4) Внешнего излучения.

## Ослабление излучения в атмосферном слое



Ослабление излучения, распространяющегося в заданном направлении, может быть обусловлено поглощением и рассеянием. Погонный коэффициент ослабления  $\gamma$  в слое  $dz$ :

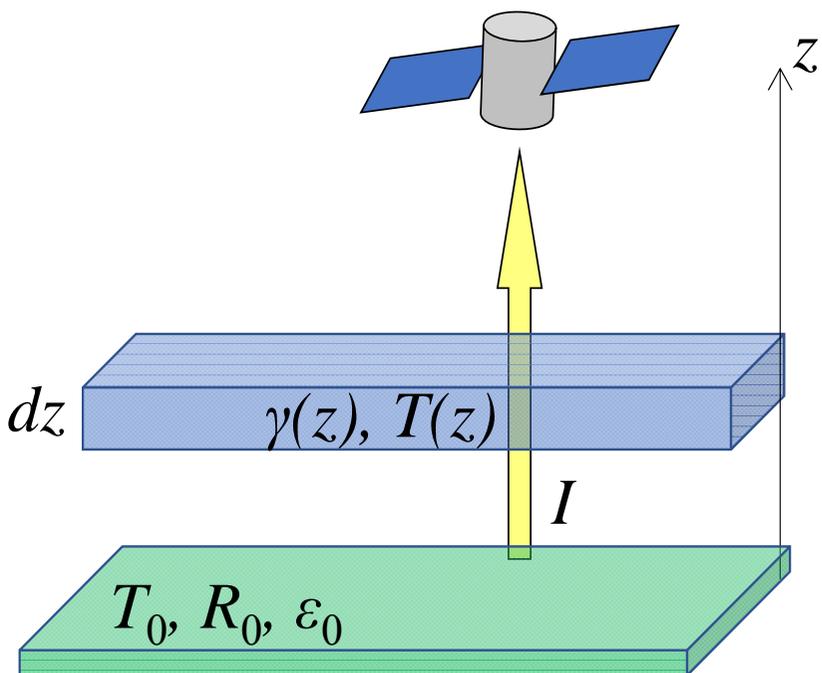
$$dI/dz = -\gamma I$$

Отсюда: 
$$I(z) = I_0 \exp\left(-\int_0^z \gamma(z) dz\right)$$

Оптическая толщина атмосферы: 
$$\tau = \int_0^{+\infty} \gamma(z) dz$$

В микроволновом диапазоне ослабление излучения безоблачной атмосферой в основном связано с поглощением на газовых компонентах  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{O}_2$ .

## Уравнение переноса излучения (при наблюдении в надир)



Космическое излучение,  
отраженное поверхностью

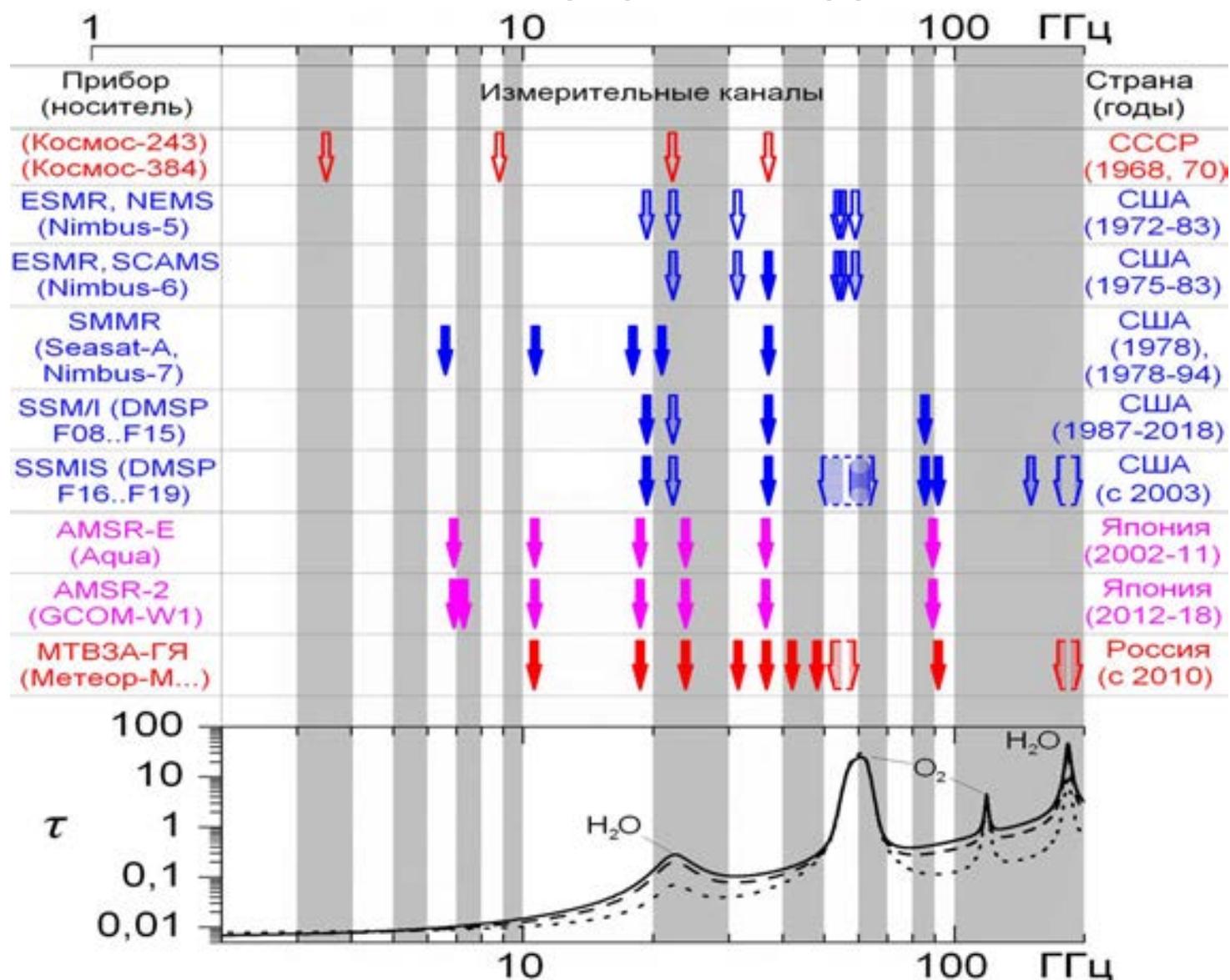
$$\begin{aligned}
 T_{br} = & \text{Регистрируемая яркостная температура} \\
 = & T_0 \epsilon_0 \exp(-\tau) \quad \text{Излучение подстилающей поверхности} \\
 + & \int_0^{\infty} T(z) \gamma(z) \exp\left(-\int_z^{\infty} \gamma(h) dh\right) dz \quad \text{Восходящее излучение слоя} \\
 + & R_0 \exp(-\tau) \int_0^{\infty} T(z) \gamma(z) \exp\left(-\int_0^z \gamma(h) dh\right) dz \\
 + & R_0 T_r \exp(-2\tau) \quad \text{Нисходящее излучение слоя, отраженное поверхностью}
 \end{aligned}$$

## 2. Возможности микроволновой радиометрии для исследования мгновенных значений атмосферных параметров

## Радиотепловой спектр системы океан-атмосфера чувствителен к

- Температурному профилю атмосферы  $T(z)$
- Влажностному профилю атмосферы (через  $\gamma(z)$ )
  - Водности облачности ( $T(z)$  и  $\gamma(z)$ )
  - Интенсивности осадков (через  $\gamma(z)$ )
- Температуре поверхностного слоя океана  $T_0$ 
  - Параметрам волнения (через  $R_0$  и  $\varepsilon_0$ )
- Скорости приповерхностного ветра (связанной с параметрами волнения)
- Наличию пены, пленок, загрязнений на поверхности (через  $R_0$  и  $\varepsilon_0$ )

# Оптическая толщина атмосферы как функция длины волны



## Задача в интегральной (по высоте атмосферы) постановке:

Восстановление:

интегрального влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$  или мм),

полного водозапаса облаков ( $\text{кг}/\text{м}^2$  или мм),

интенсивности осадков (мм/час),

скорости приповерхностного ветра (м/с).

## Основные методы решения:

Регрессионный;

Вариационный.

# Алгоритмы восстановления интегрального влагосодержания

$$Q = 11,98 \ln(280 - T_{19V}) + 42,06 \ln(280 - T_{19H}) - 54,36 \ln(280 - T_{22V}) - 20,5 \quad [\text{Petty, 1990}]$$

$$Q = 171,4 + 4,638 \ln(300 - T_{19V}) - 61,76 \ln(300 - T_{22V}) + 19,58 \ln(300 - T_{37H}) \quad [\text{Petty, 1994}]$$

$$Q = 131,95 - 39,50 \ln(280 - T_{22V}) + 12,49 \ln(280 - T_{37V}) \quad [\text{Ruprecht, 1996}]$$

$$Q = 88,76 + 43,289 \ln(290 - T_{19V}) - 62,217 \ln(290 - T_{22V}) \quad [\text{Wentz, 1995}]$$

$$Q = 22,15 - 4,116 \ln(280 - T_{22V}) - 0,001777 (T_{19V} - \ln(280 - T_{22V})) \quad [\text{Schluessel, Emery, 1990}]$$

$$Q = 23,82 - 4,059 \ln(280 - T_{22V}) + 0,02451 (\ln(280 - T_{22V}) - T_{37V})$$

$$Q = 22,73 - 3,969 \ln(280 - T_{22V}) - 0,03423 (T_{37V} - T_{86V}^{0,8})$$

$$Q = 20,75 - 2,582 \ln(280 - T_{19H}) - 0,3919 \ln(280 - T_{19V}) - \quad [\text{Lojou, Bernard, Eymard, 1994}]$$

$$-3,610 \ln(280 - T_{22V}) + 2,729 \ln(280 - T_{37H}) - 0,5118 \ln(280 - T_{37V})$$

$$Q = 232,894 - 0,149T_{19V} - 1,829T_{22V} - 0,370T_{37V} + 0,0062T_{22V}^2 \quad [\text{Alishouse et al., 1990}]$$

$$Q = -3,753 + 1,507Q_A - 0,1933Q_A^2 + 0,00219Q_A^3 \quad [\text{Sun, Weng, 2008}]$$

Метод последовательных приближений [Wentz, 1997; Sohn, Smith, 2003 и др.].

## Формулировка решаемой обратной задачи

Задача СВЧ-радиометрического зондирования Земли – получение геофизической информации о состоянии исследуемых объектов на основе результатов дистанционного измерения характеристик их микроволнового излучения [Кутуза, Данилычев, Яковлев, 2016; Armand, Polyakov, 2005]

$$T_{bi} = f_i(x_1, \dots, x_n) + e_i, \quad i = 1..m \quad (1)$$

$T_{bi}$  – измеряемые характеристики излучения,

$x_j$  – искомые геофизические параметры,  $e_i$  – ошибки

## Классическая постановка обратной задачи

$$F(T_{b1}, \dots, T_{bm}, \tilde{x}_1, \dots, \tilde{x}_n) \rightarrow \min \quad (2)$$

$\tilde{x}_j$  – оптимальные оценки значений геофизических параметров, например, [Аквилонова, Кутуза, 1978, 1979; Wentz, 1997].

### 3. Переход к исследованию атмосферной динамики

Стандартный подход: независимые, «точечные» и «мгновенные» измерения:

$$T_{bi}(t, \vec{r}) = f_i(x_1(t, \vec{r}), \dots, x_n(t, \vec{r})) + e_i(t, \vec{r}) \quad (3)$$

Расширение стандартного подхода для исследования динамических атмосферных процессов с помощью кинематической модели

$$x_j(t, \vec{r}) = x_j(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_j \delta t) + \varepsilon_j(t, \vec{r}, \delta t) \quad (4)$$

$\delta t$  – малые интервалы времени,  $\vec{v}_j(\vec{r}, t)$  – скорости элементов поля,

$\varepsilon_j$  – погрешность кинематического описания

Обобщенная постановка обратной задачи

$$F(T_{b1}(t, \vec{r}), \dots, T_{bm}(t, \vec{r}), x_1(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_1 \delta t), \dots, x_n(t + \delta t, \vec{r} + \vec{v}_n \delta t), \vec{v}_1, \dots, \vec{v}_n) \rightarrow \min \quad (5)$$

# Водяной пар, атмосферные движения и энергообмен

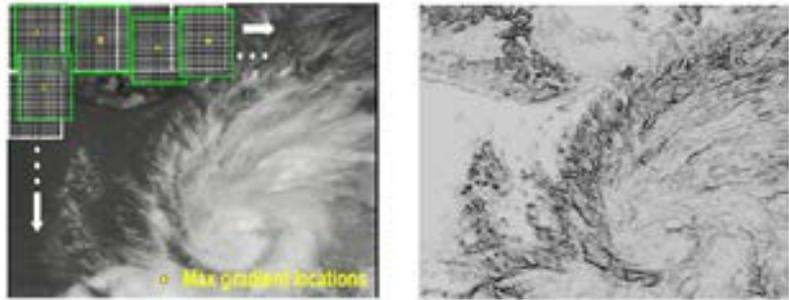


Figure 3. Image of 11um brightness temperature (left) and the 11um brightness temperature gradient (right) from the GOES-12 imager instrument. The white boxes show the target scenes at their original locations. The green boxes show the target scenes which have been repositioned at the pixel location containing the maximum brightness temperature gradient as indicated by the yellow dot.

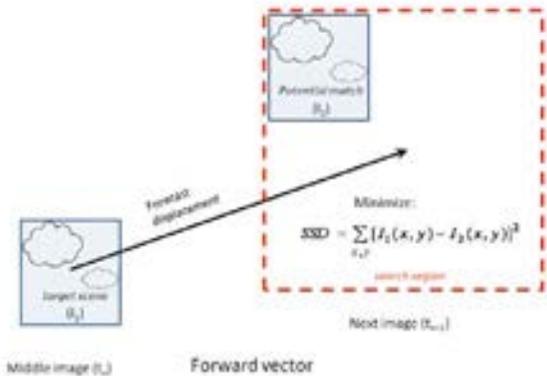


FIG. 6. Schematic showing the basic concepts associated with the feature tracking algorithm. Targets are selected from the middle image of a three-image loop and tracked forward and backward in time via the SSD method. The two displacements are averaged to produce a final motion estimate. Only the forward vector is shown in the figure.

Daniels J. et al. GOES-R Advanced Base Imager (ABI) Algorithm Theoretical Basis Document For Derived Motion Winds. NOAA, 2012

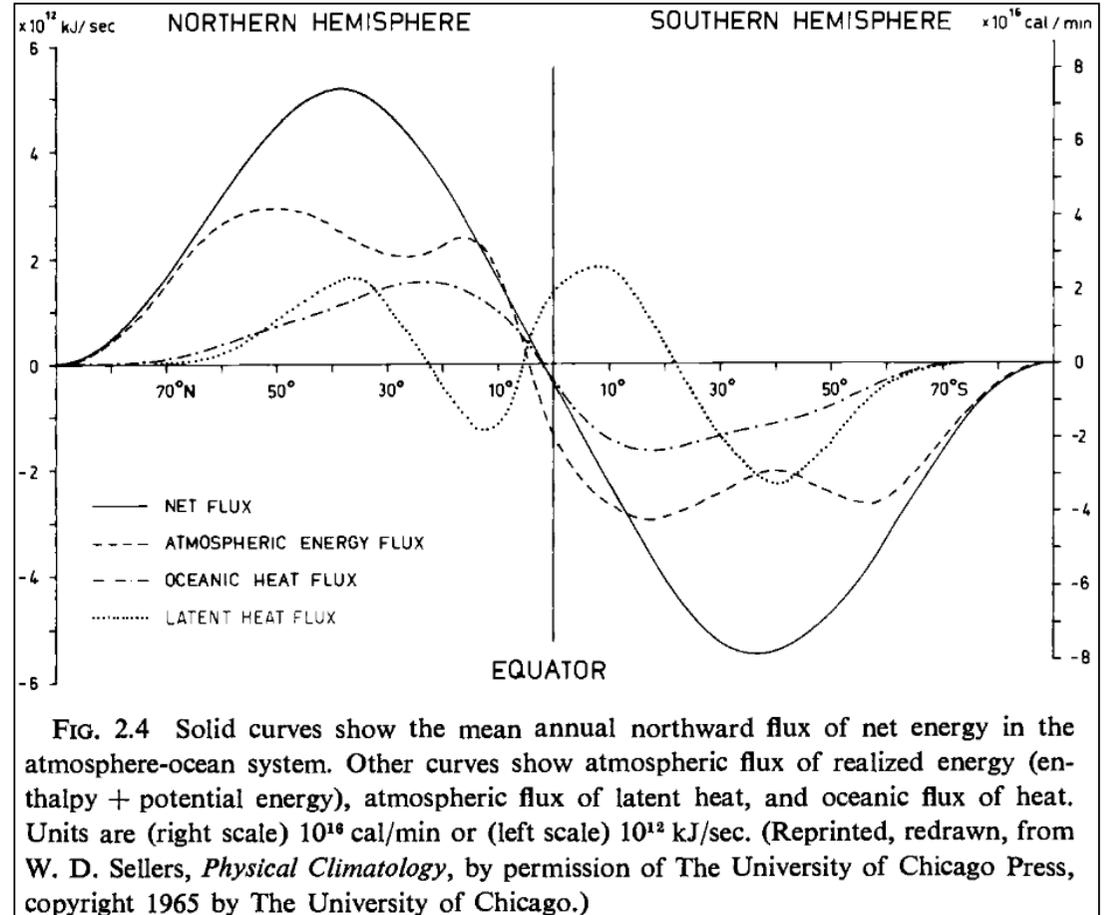
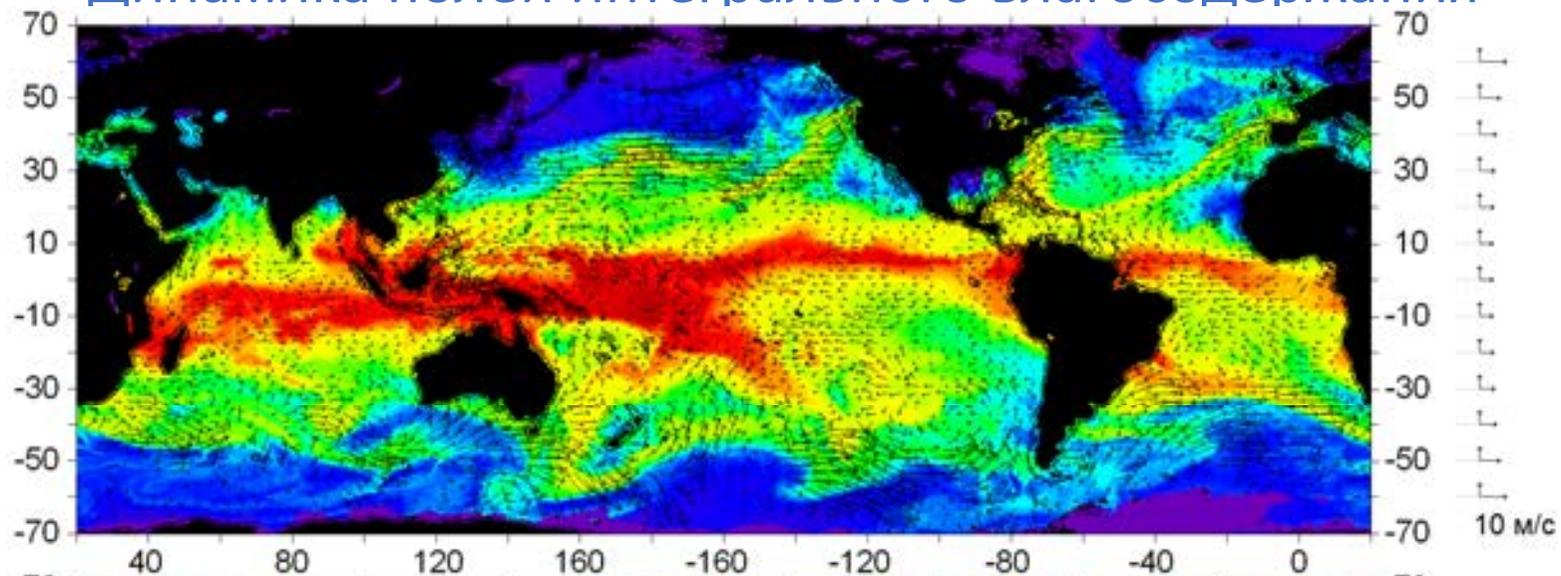


FIG. 2.4 Solid curves show the mean annual northward flux of net energy in the atmosphere-ocean system. Other curves show atmospheric flux of realized energy (enthalpy + potential energy), atmospheric flux of latent heat, and oceanic flux of heat. Units are (right scale)  $10^{16}$  cal/min or (left scale)  $10^{12}$  kJ/sec. (Reprinted, redrawn, from W. D. Sellers, *Physical Climatology*, by permission of The University of Chicago Press, copyright 1965 by The University of Chicago.)

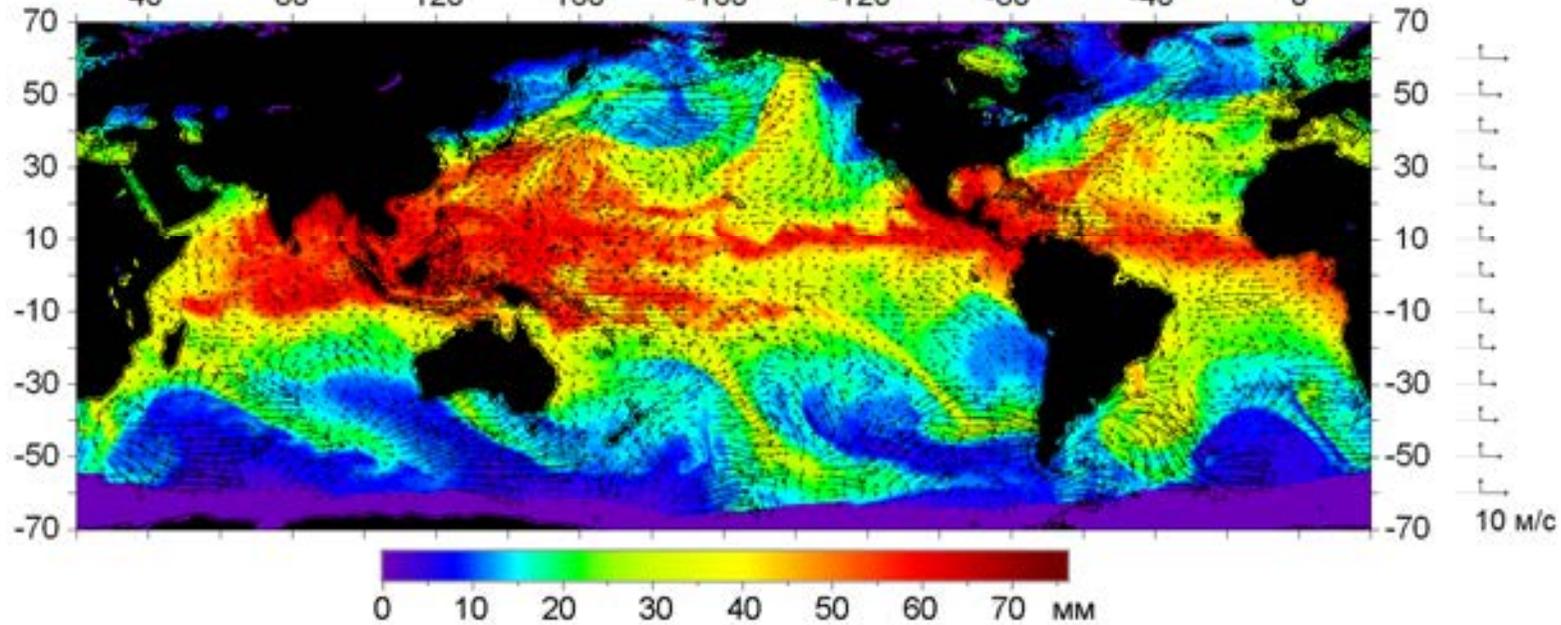
Palmén E., Newton C.W. Atmospheric circulation systems: Their structure and physical interpretation. Academic Press, NY and London, 1969.

## Динамика полей интегрального влагосодержания

01.01.2003



01.10.2017



# Средняя многолетняя картина атмосферной циркуляции

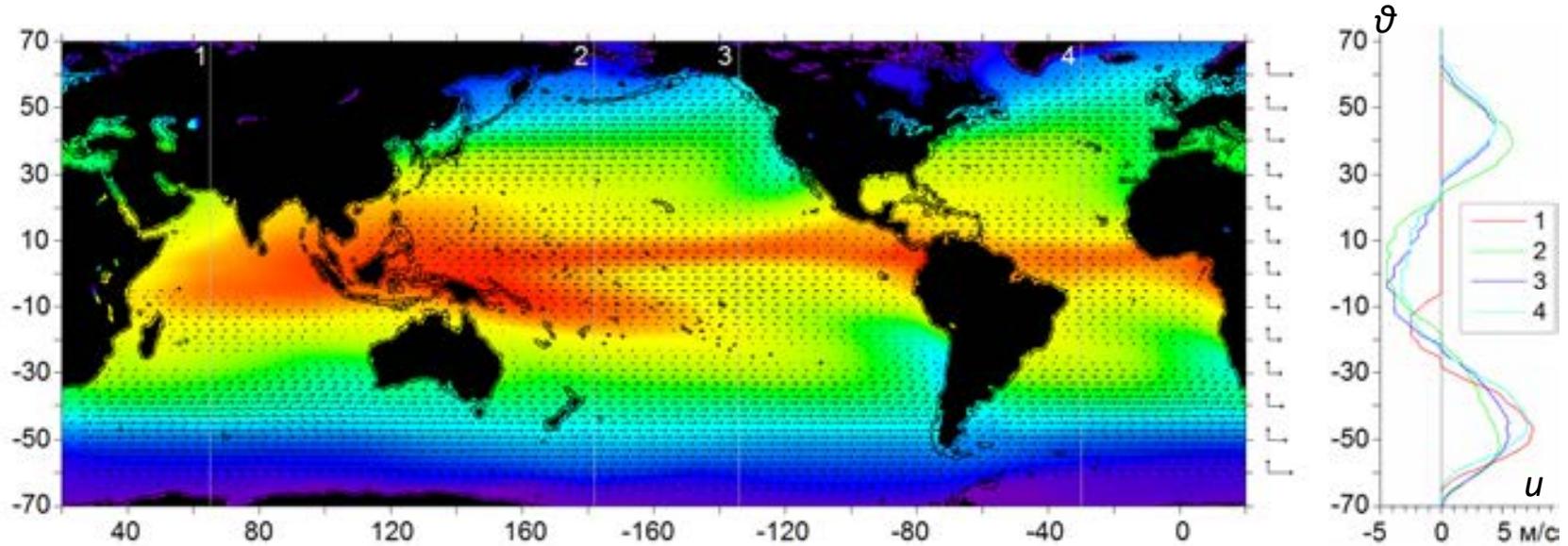


FIG. 1.2 Mean zonal wind (m/sec) averaged over all longitudes, in summer and winter. Negative values denote mean westerly wind. (After Mintz, 1954.)

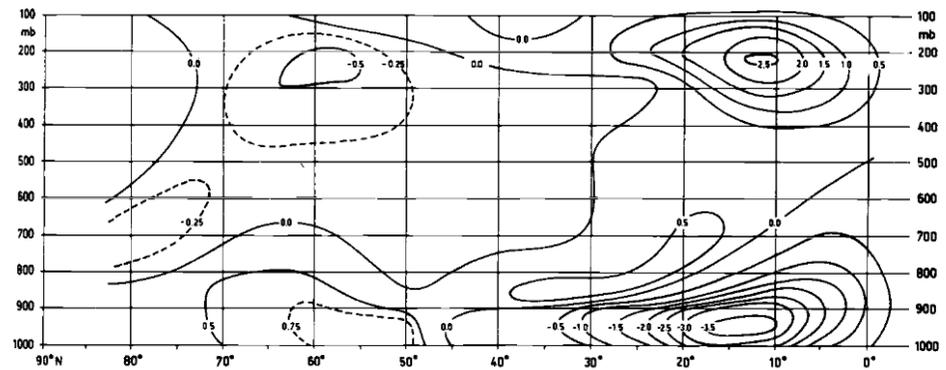
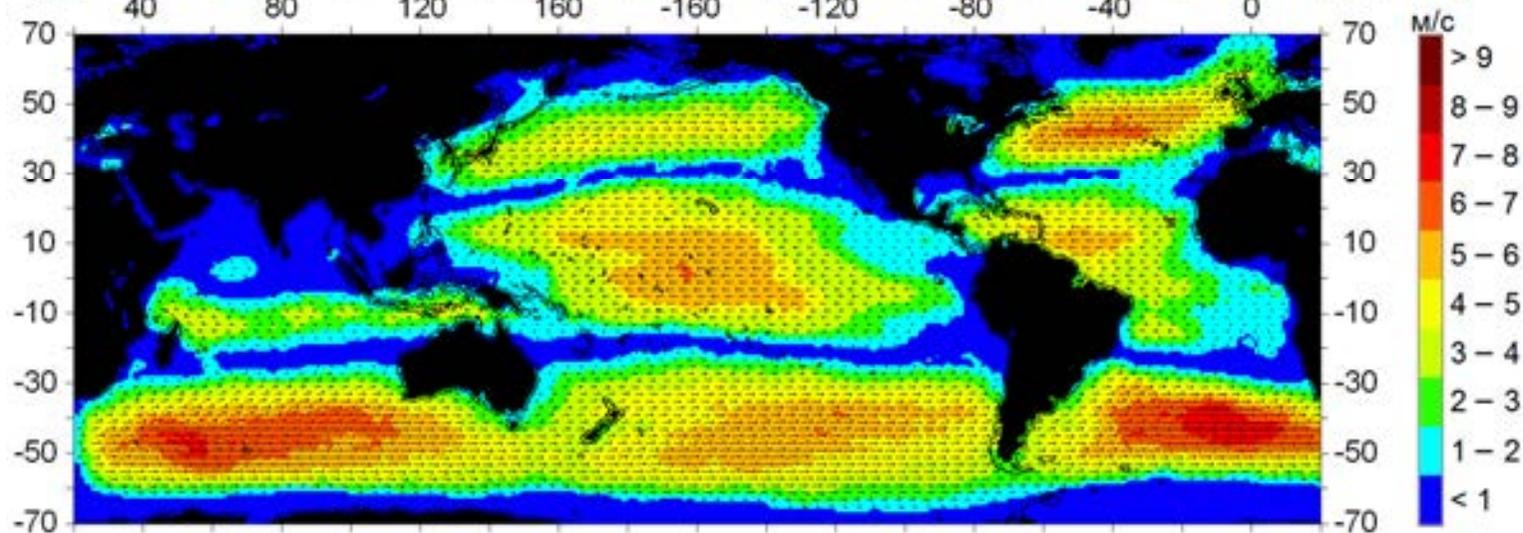
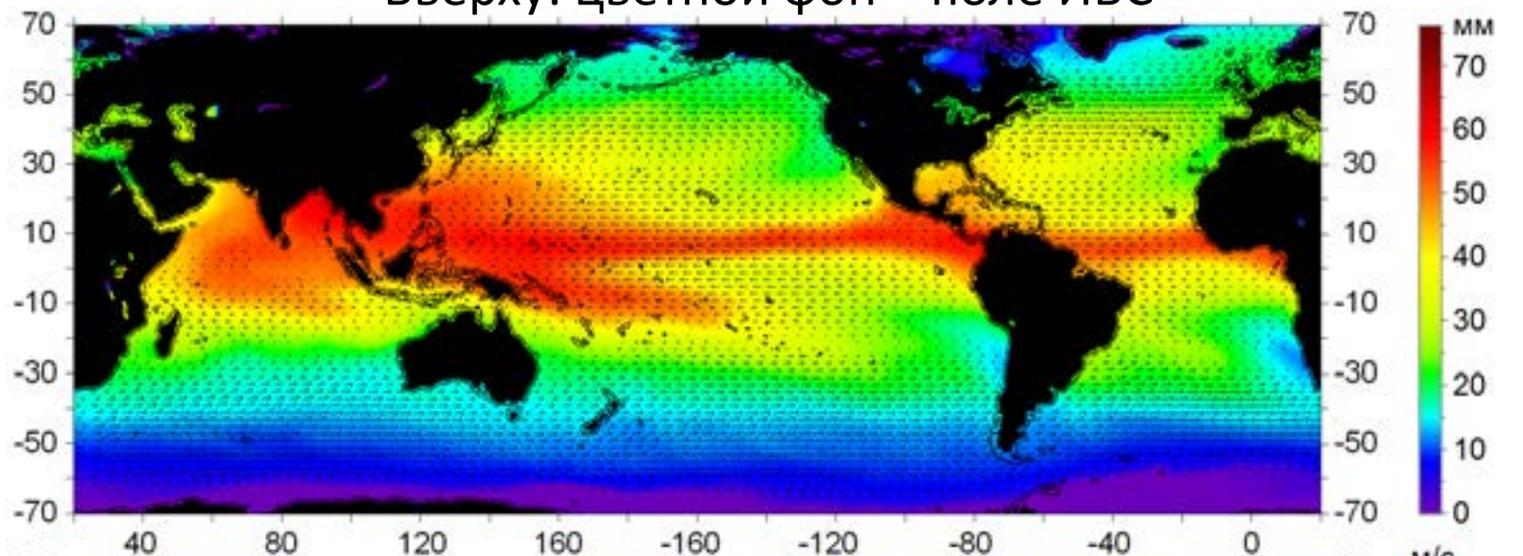


FIG. 1.3 Mean meridional wind components (m/sec, positive for south wind) in the Northern Hemisphere during the winter season, December-February. (After Palmén and Vuorela, 1963.)

Palmén, Newton. Atmospheric circulation systems

# Средняя многолетняя картина летней циркуляции

Вверху: цветной фон – поле ИВС



Внизу: цветной фон – диапазоны скоростей адвекции

Palmén, Newton

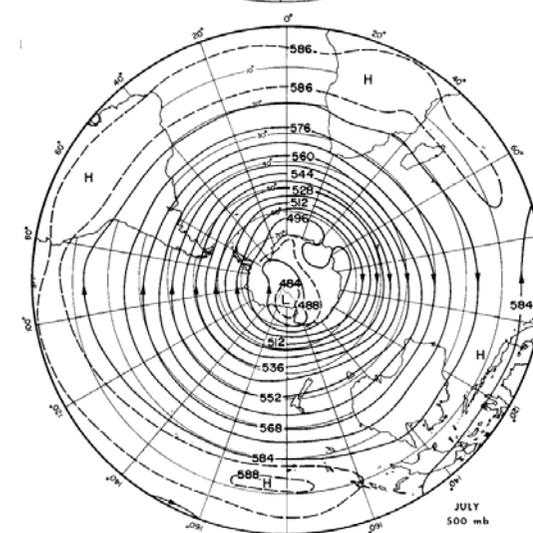
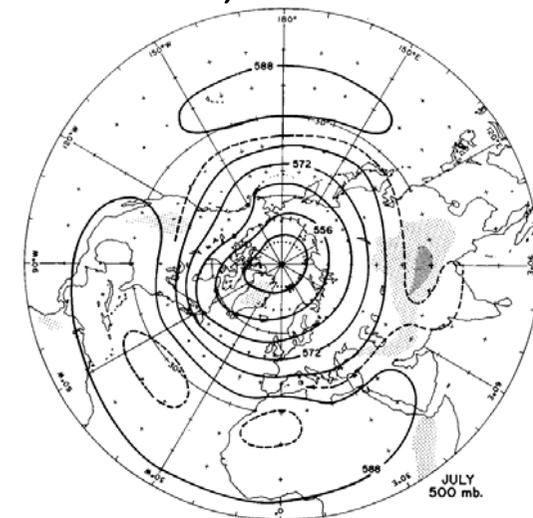
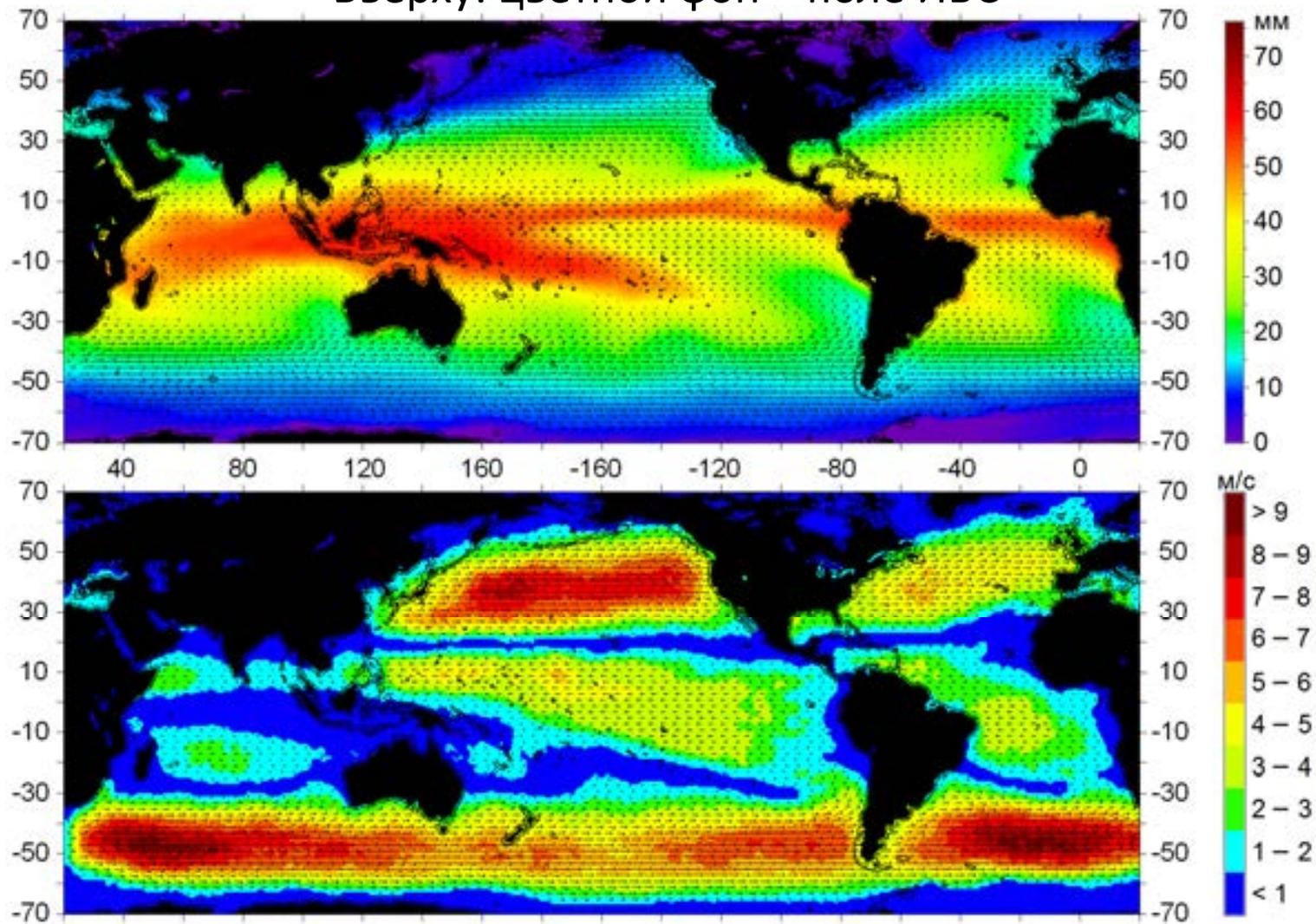


FIG. 3.4 Mean 500-mb contours in July (winter), Southern Hemisphere. (After Taljaard et al., 1969.)

# Средняя многолетняя картина зимней циркуляции

Вверху: цветной фон – поле ИВС



Внизу: цветной фон – диапазоны скоростей адвекции

Palmén, Newton

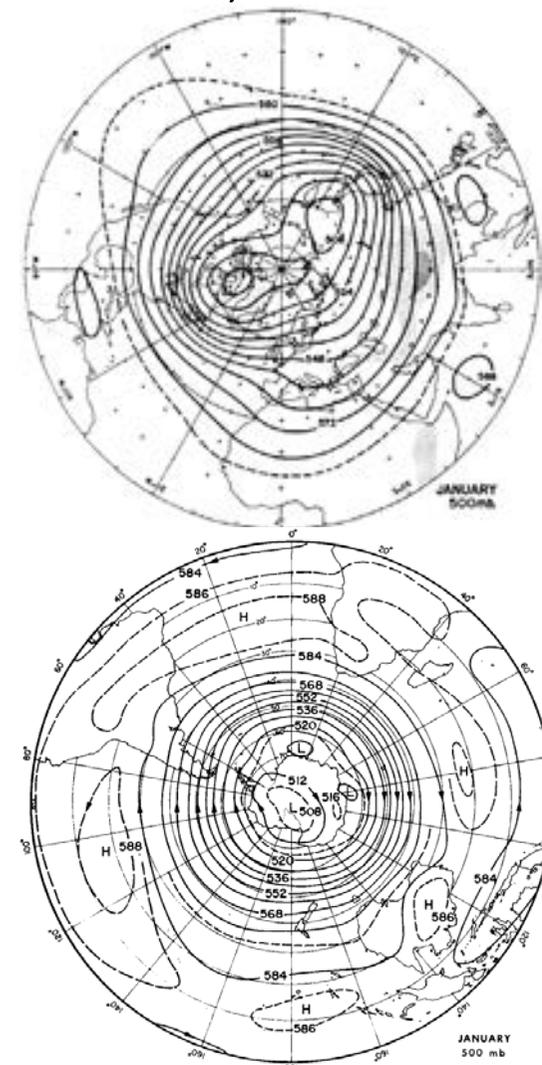
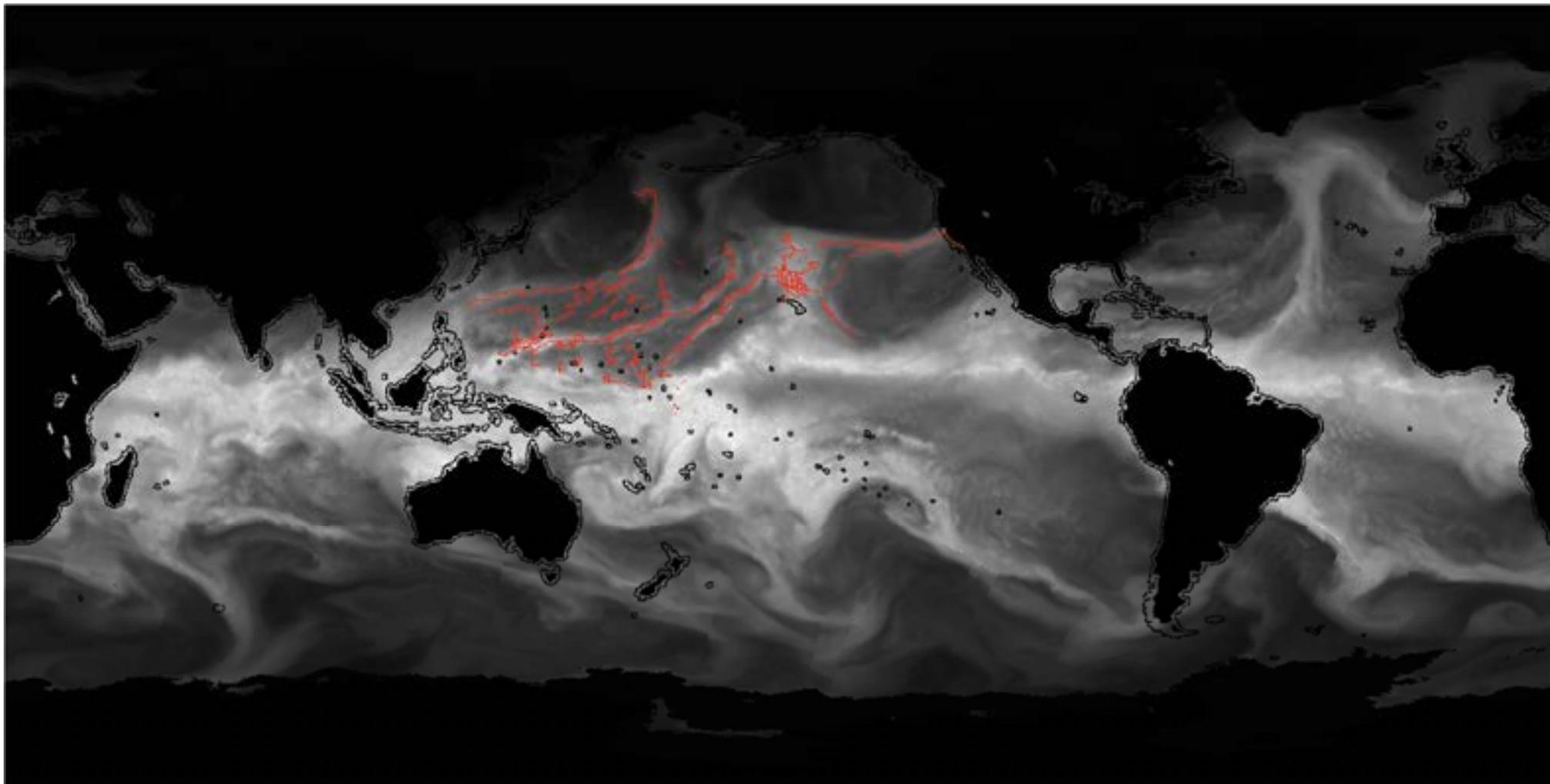
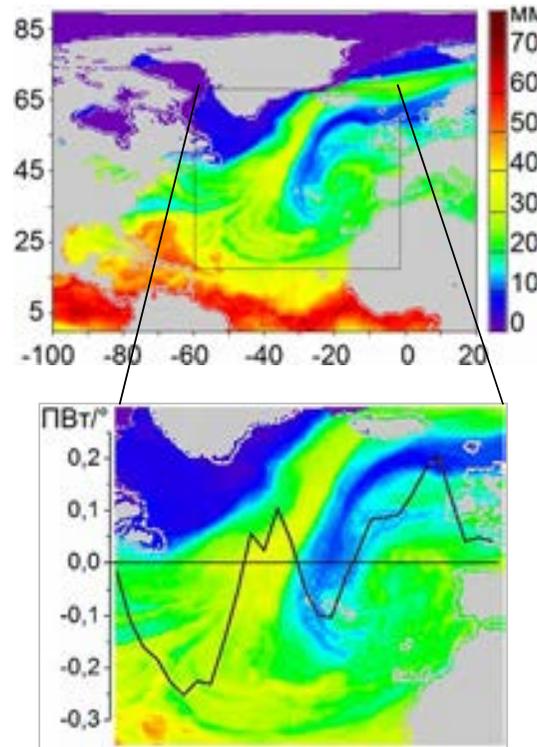
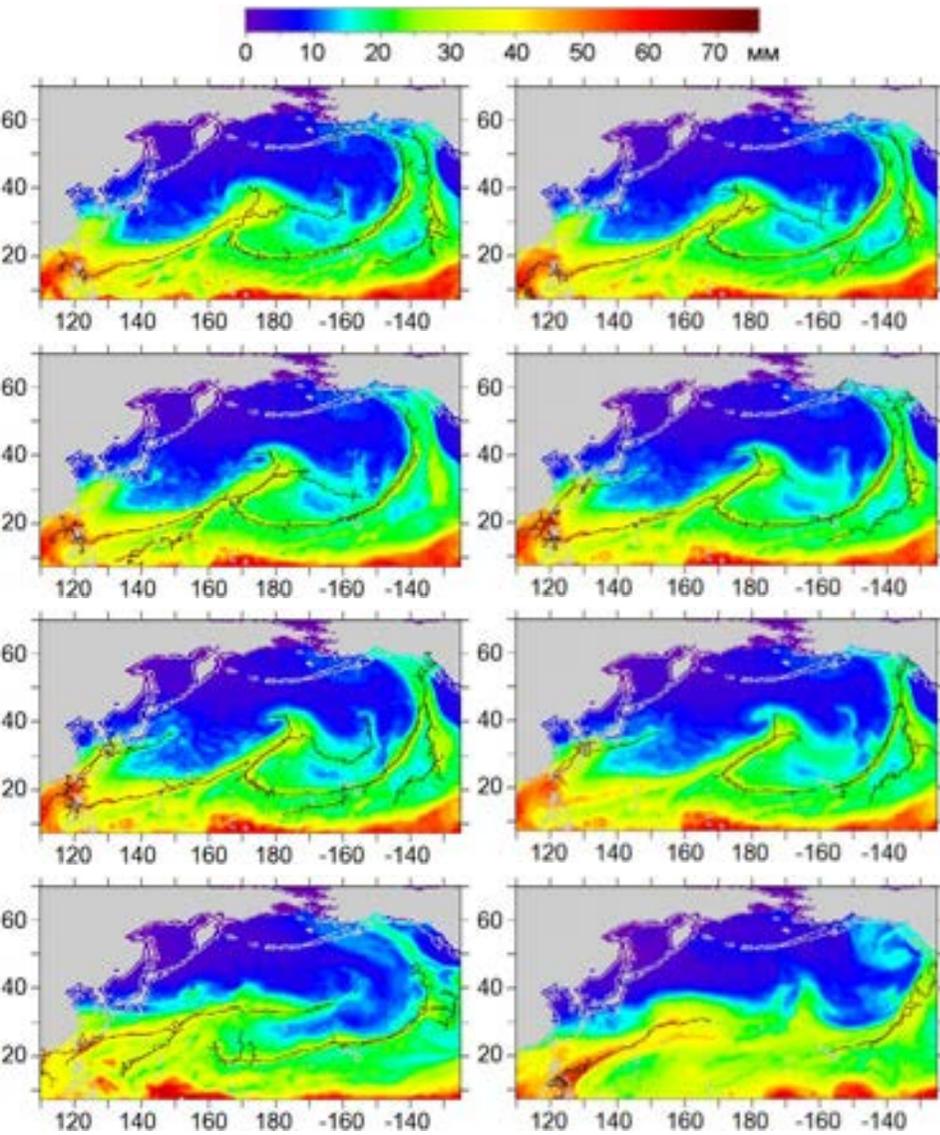


FIG. 3.3 Mean 500-mb contours (80-m interval) in January (summer), Southern Hemisphere. (After Taljaard *et al.*, 1969.)

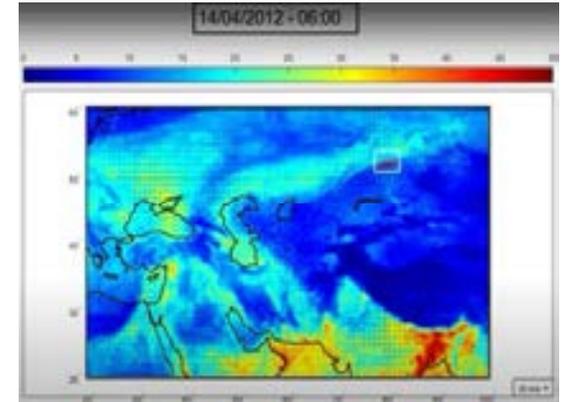
## Восстановленная атмосферная динамика по водяному пару



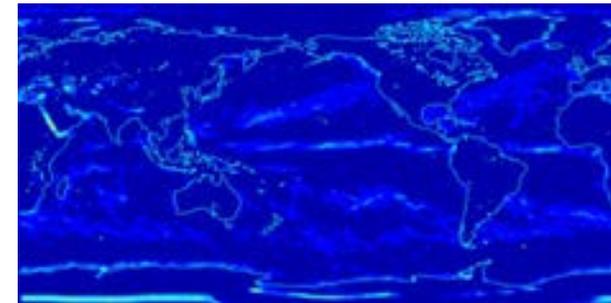
# Мониторинг атмосферных рек



Адвекция скрытого тепла в  
АР над Северной  
Атлантикой 21.10.2016: АР  
в поле ИВС (вверху);  
меридиональный поток  
скрытого тепла в АР и вне  
АР (внизу)

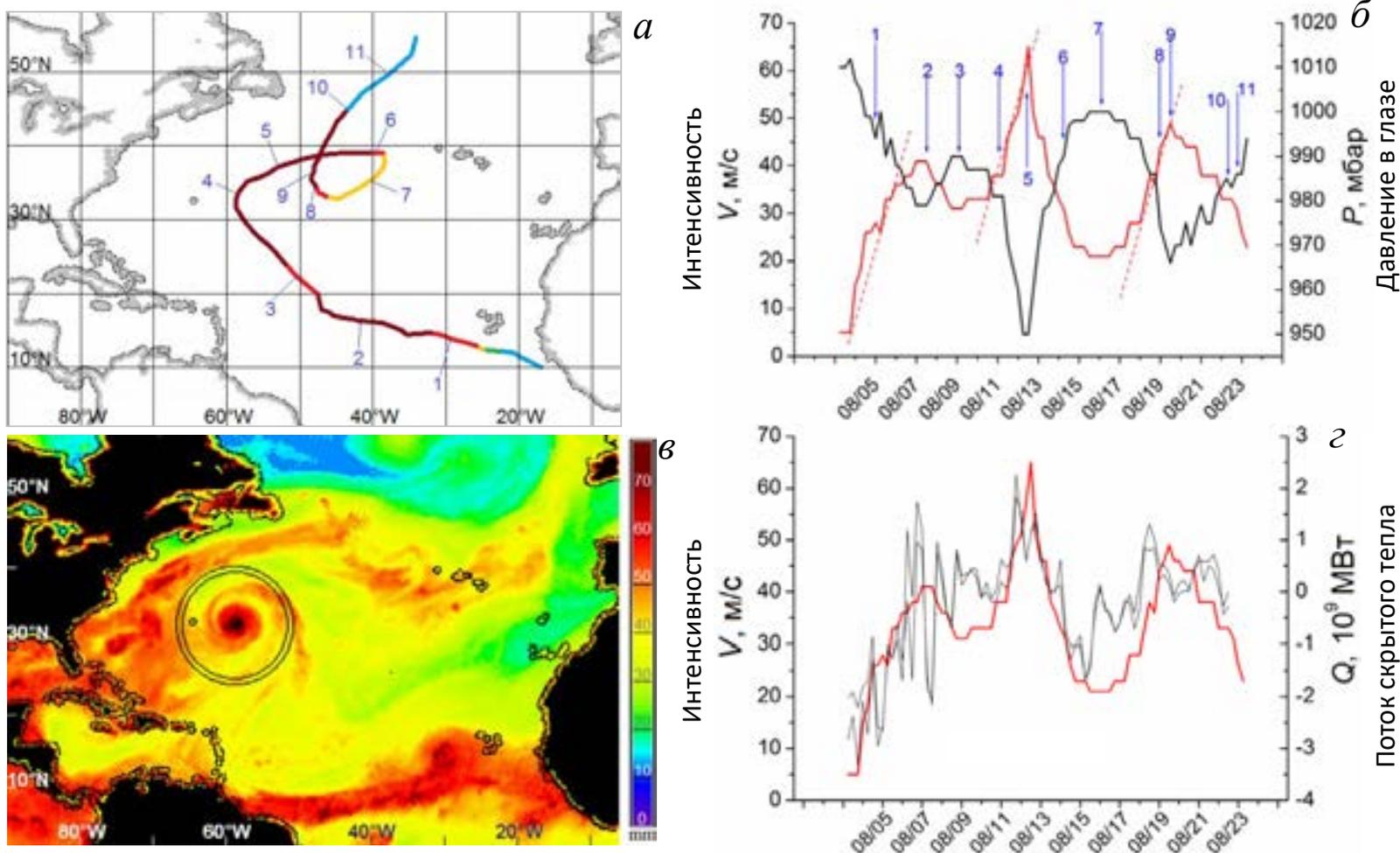


Приход атмосферной реки  
на Алтай в апреле 2012 г.



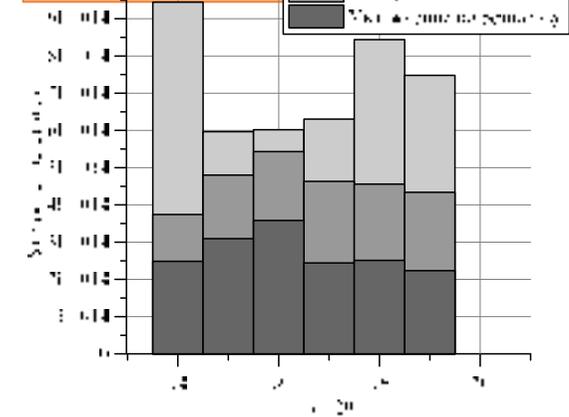
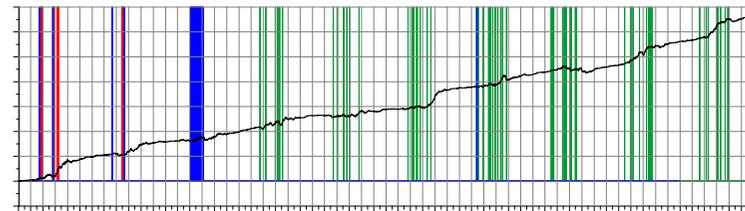
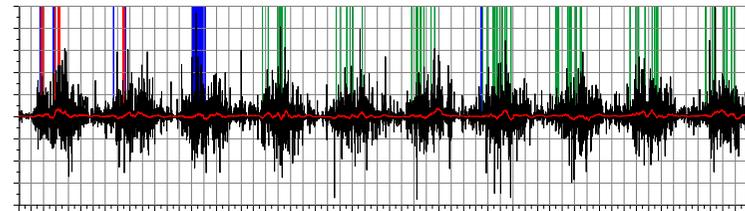
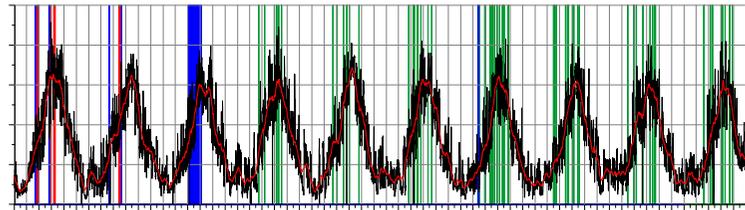
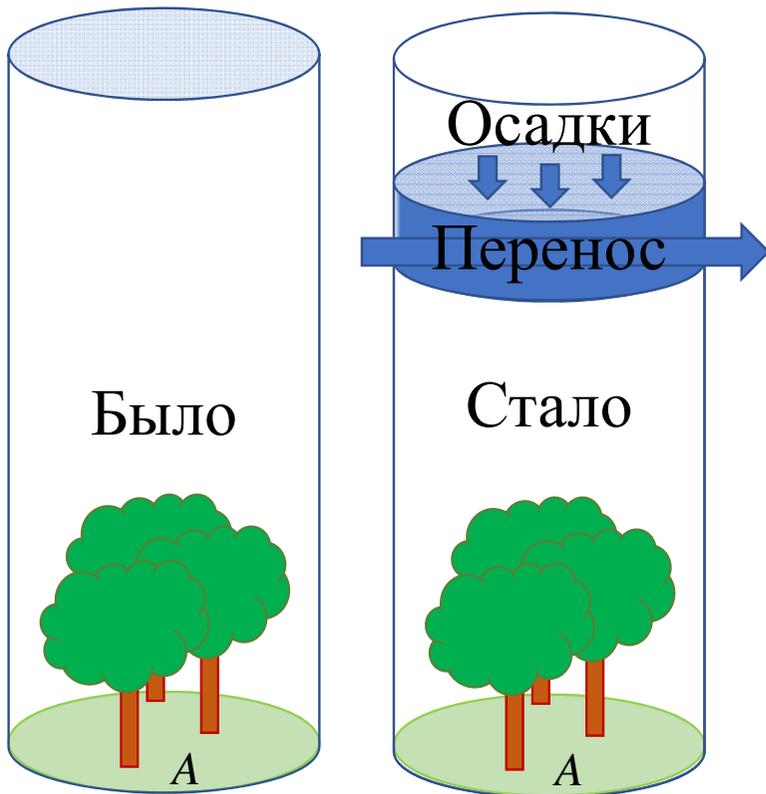
«Тепловая» (частотная)  
карта формирования  
«нитевидных структур» в  
поле ИВС

# Исследование эволюции тропических циклонов



ТЦ Alberto: а) траектория ТЦ; б) эволюция ТЦ; в) ТЦ в поле интегрального влагосодержания; г) расчет адвекции скрытого тепла к центру ТЦ

# Исследование регионального гидрологического цикла



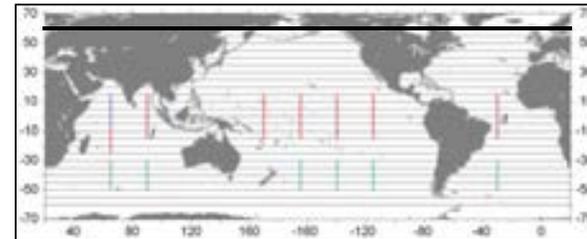
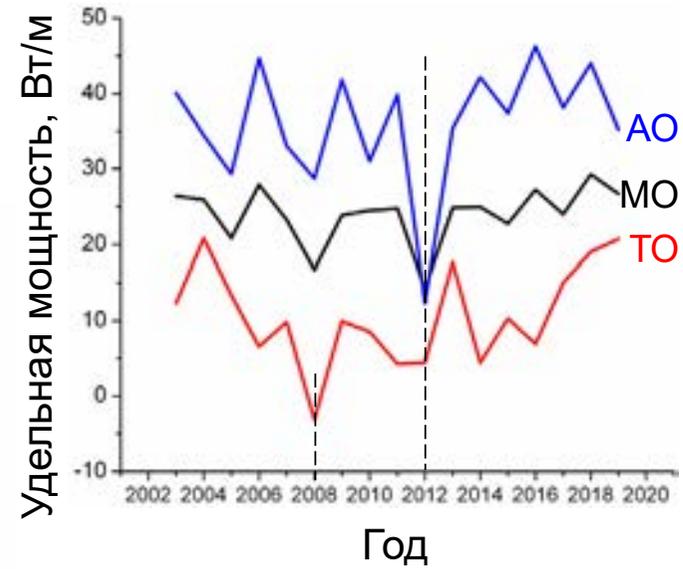
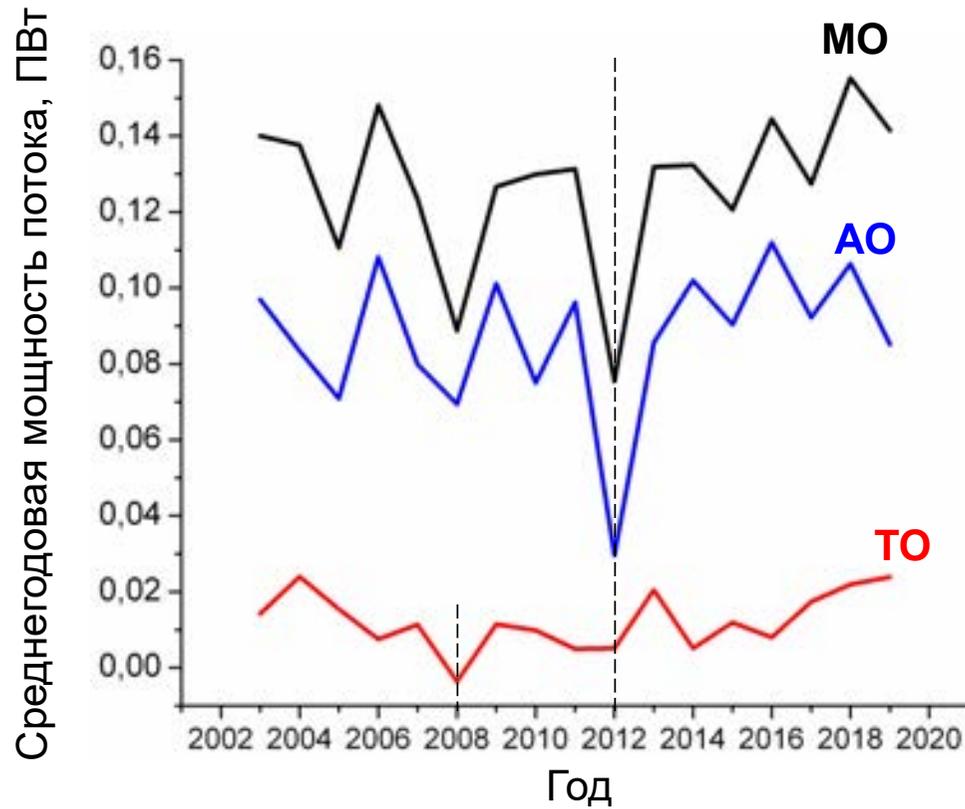
$$\Delta \iint_A dx dy \int_0^{+\infty} C(x, y, z) dz = \int_{t_1}^{t_2} dt \iint_{S/A} F(x, y, z) dS + \int_{t_1}^{t_2} dt \iint_A F(x, y, z) dS$$

Изменение общего влагосодержания

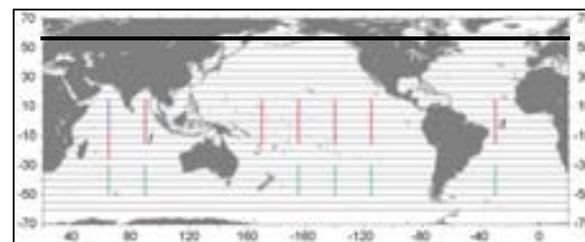
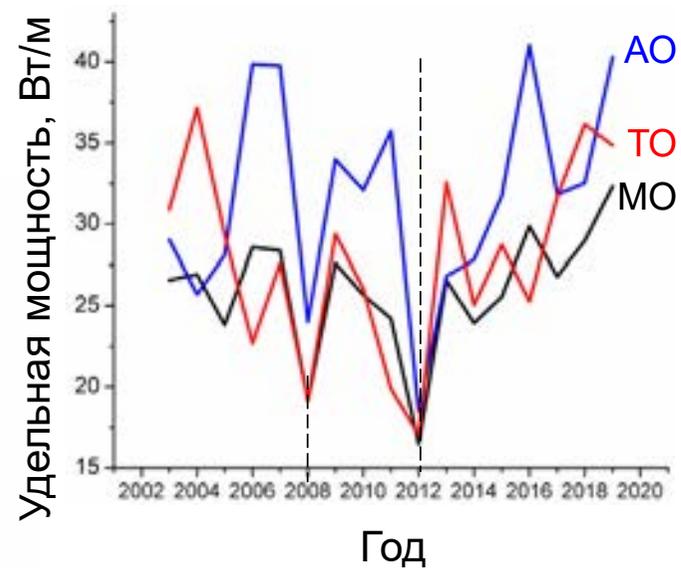
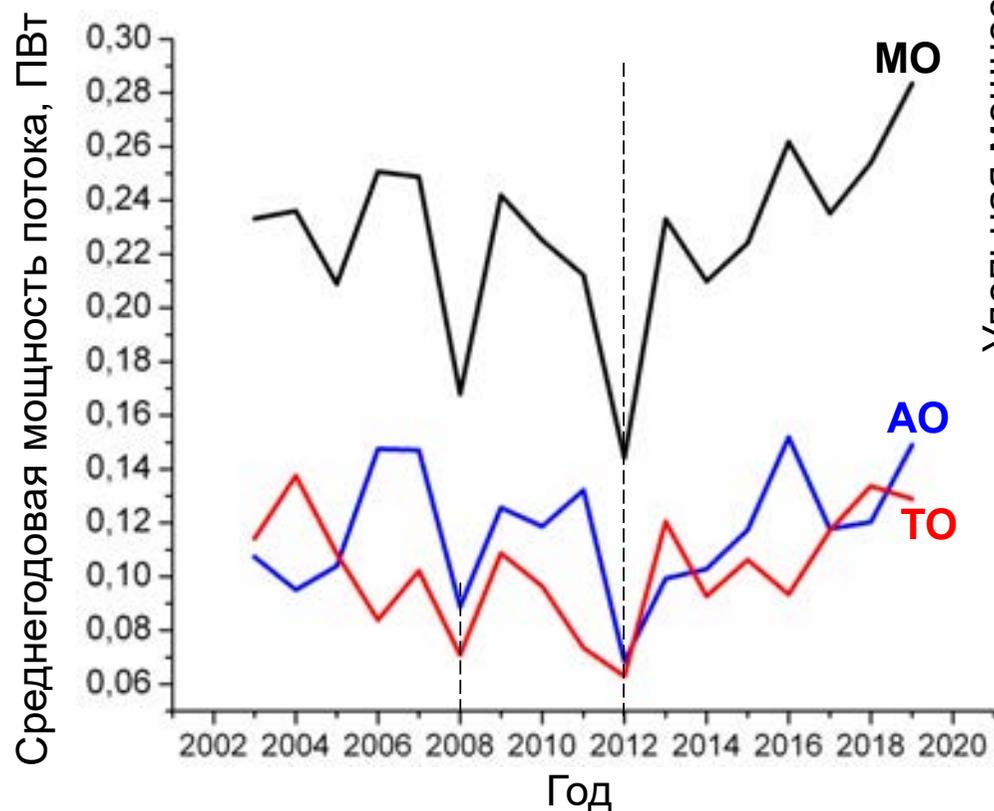
«Накопленная» конвергенция

Вертикальный влагообмен

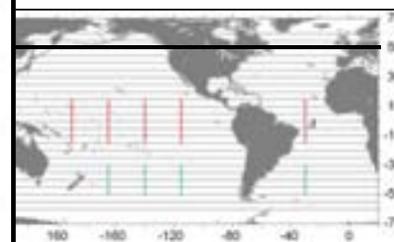
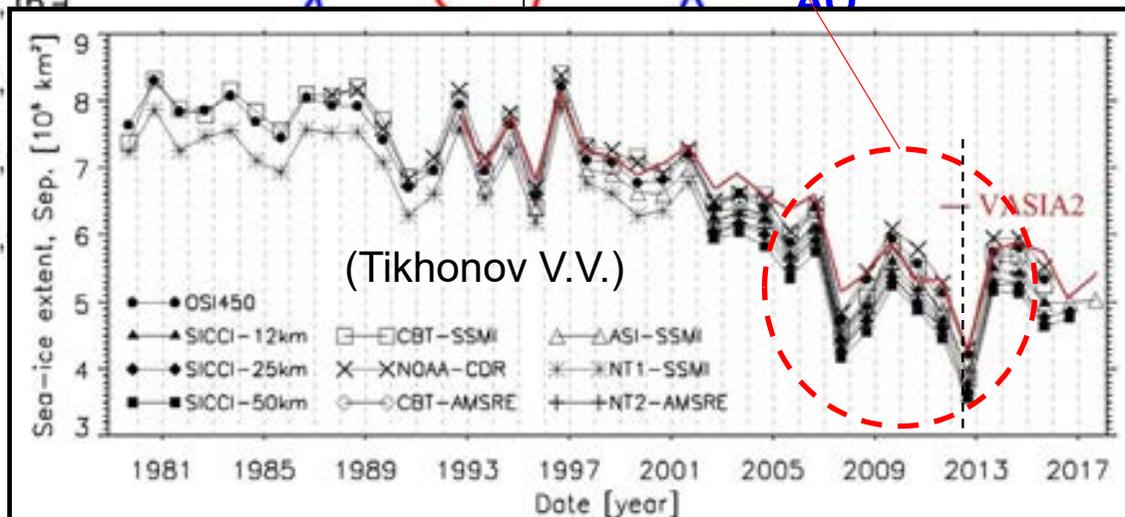
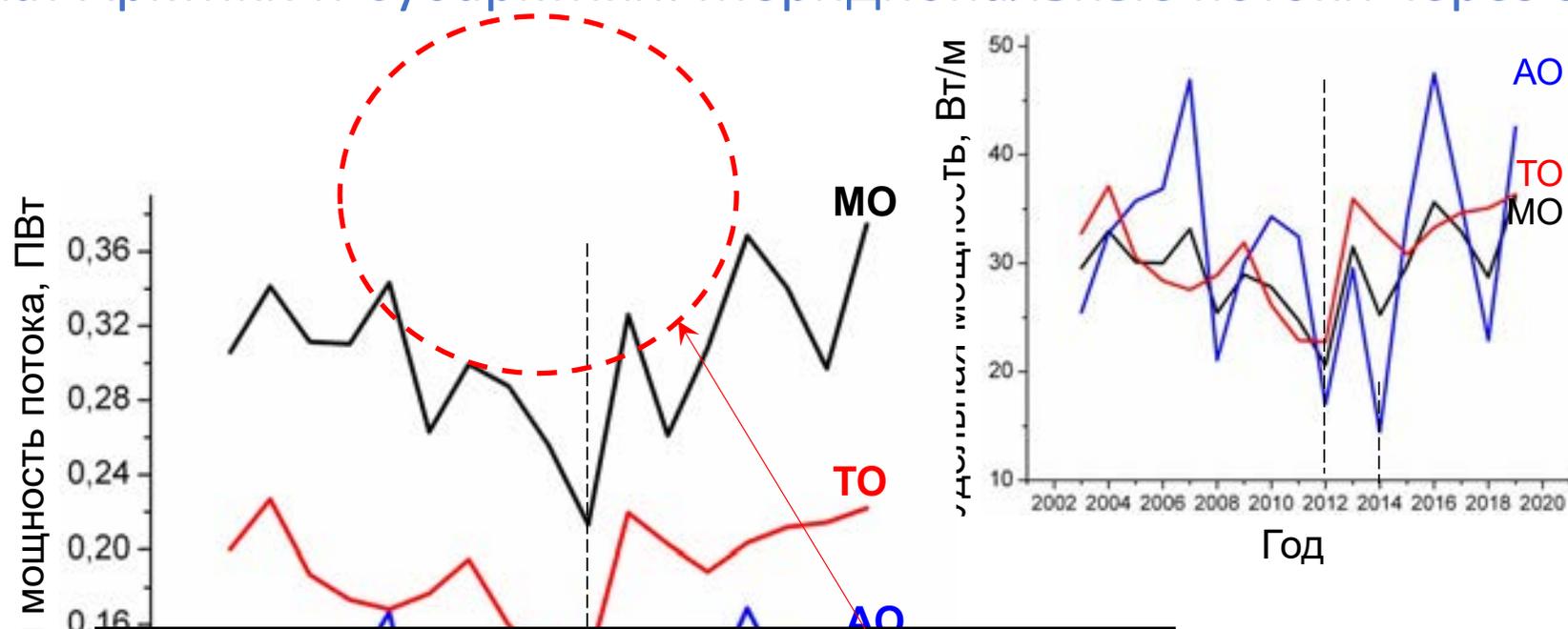
# Климат Арктики и Субарктики. Меридиональные потоки через 60° с.ш.



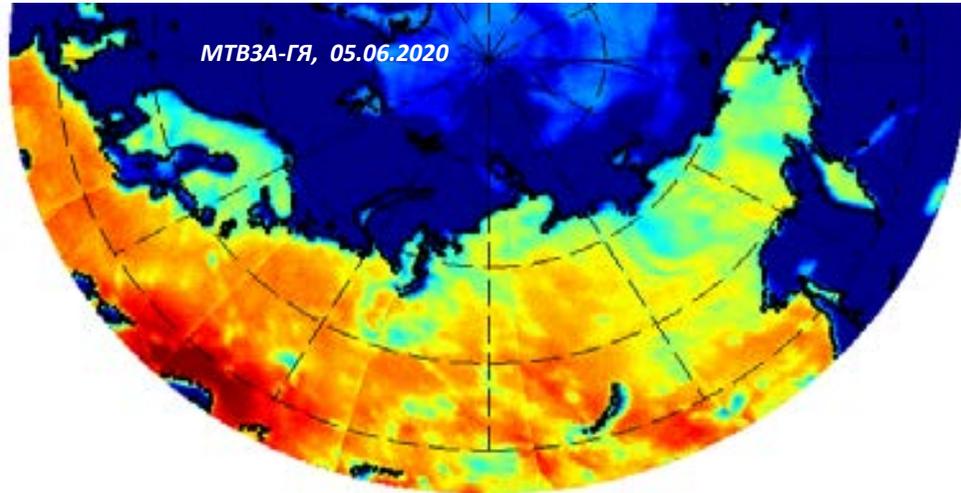
# Климат Арктики и Субарктики. Меридиональные потоки через 55° с.ш.



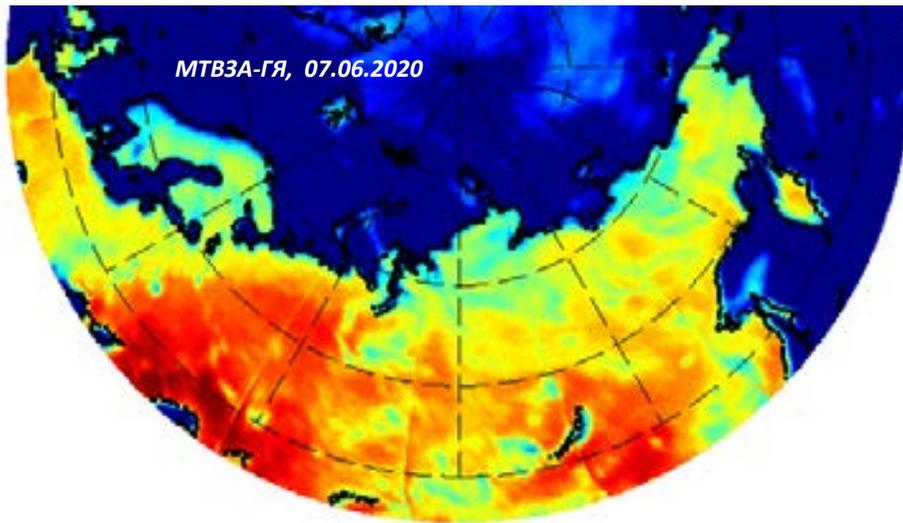
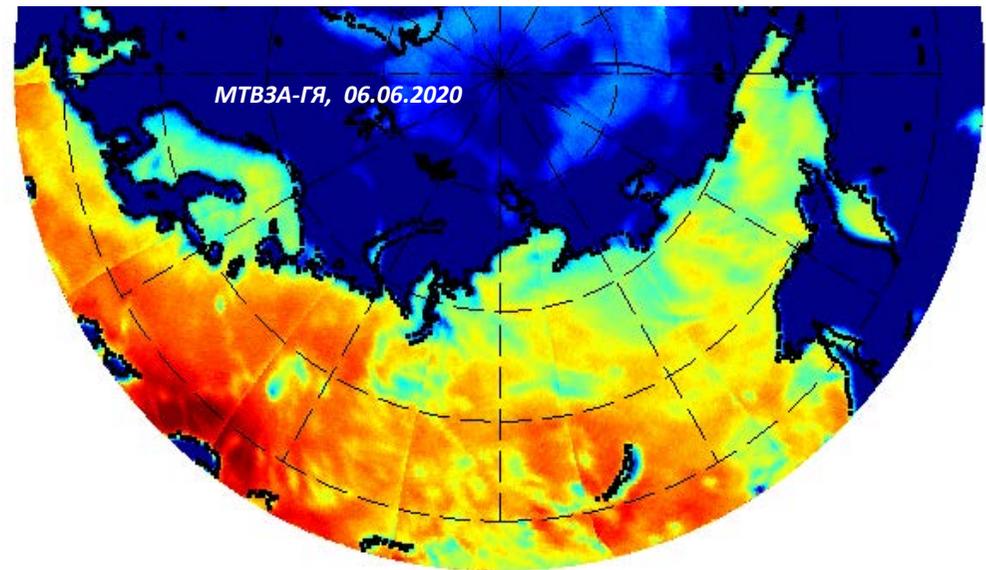
# Климат Арктики и Субарктики. Меридиональные потоки через 50° с.ш.



## Мониторинг волн жары и сопутствующих процессов

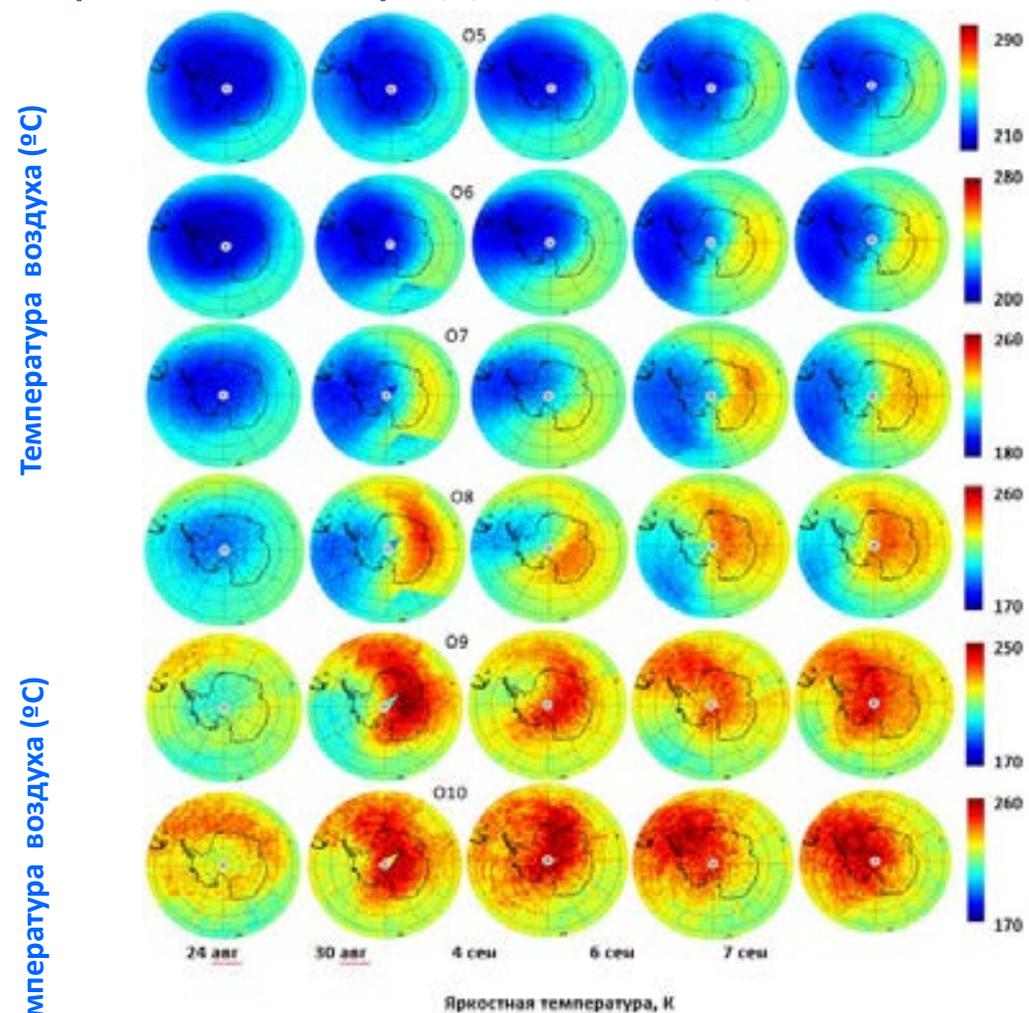
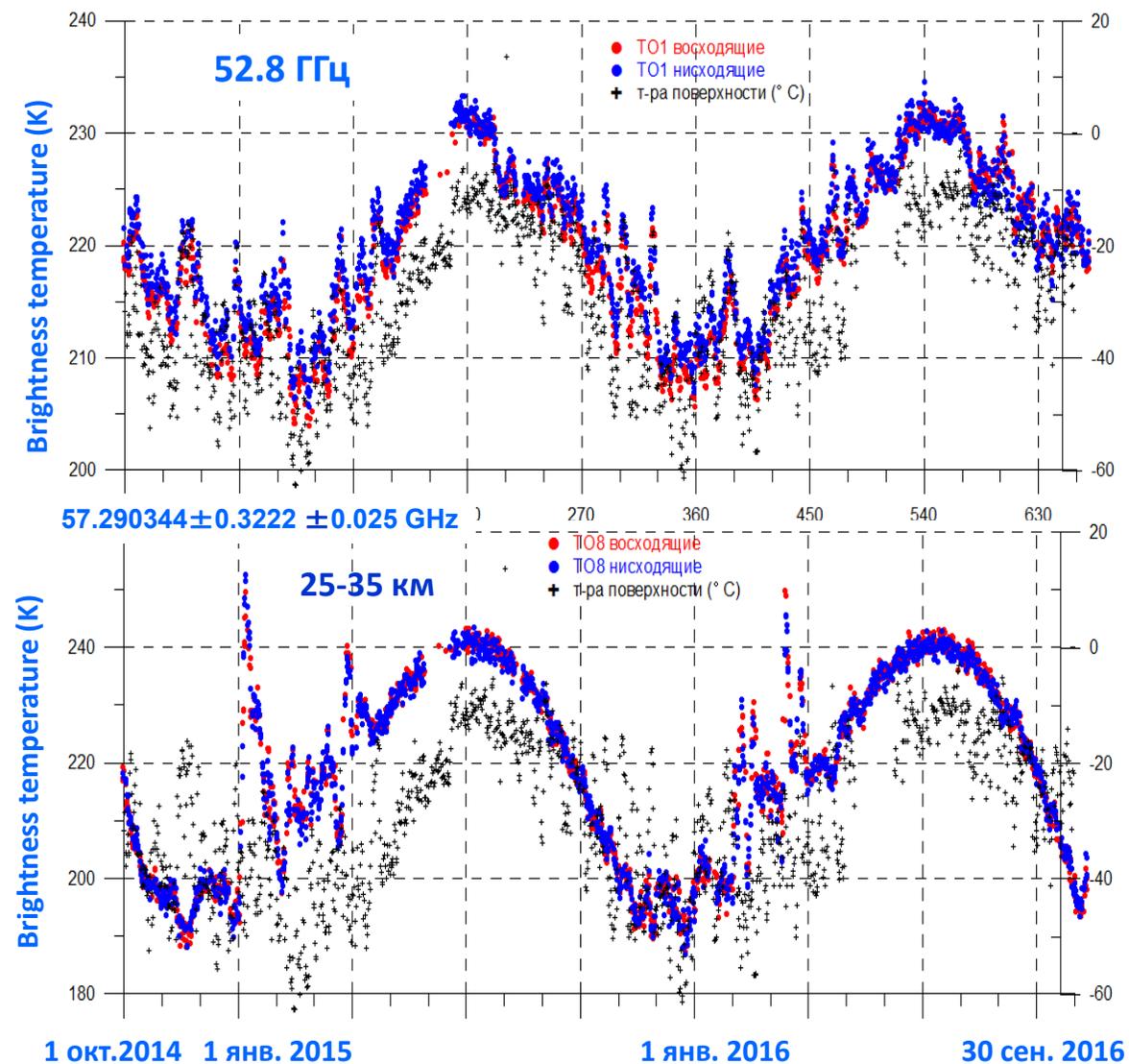


**42 ГГц, В- поляриз., 5-7 июля 2020 г.  
Волны жары, зоны осадков,  
тающий лёд в Арктике**



250  290  
Яркостная температура, К

# Внезапные стратосферные потепления: Временные ряды наблюдений



Измерения МТВЗА-ГЯ до и во время ВСП в конце августа – начале сентября 2019 года (Южная полярная область)

ВСП в Северной полярной области. Измерения МТВЗА-ГЯ

## Заключение

1. Микроволновая радиометрия – способ получения информации о параметрах объектов исследований на основе пассивных измерений характеристик их собственного радиотеплового излучения.
2. Надежную интерпретацию данных микроволновой радиометрии обеспечивает усвоение данных измерений в радиофизических моделях объектов исследований (природных сред). При этом, однако, возникающие задачи, как правило, относятся к классу математически некорректных обратных задач и требуют применения специального аналитического аппарата.
3. Микроволновая радиометрия атмосферы Земли позволяет восстанавливать как ее интегральные по высоте характеристики (влажностное содержание, водозапас облаков, интенсивность осадков), так и вертикальные распределения (температурно-влажностные профили). При дополнительном использовании кинематического описания атмосферных процессов становится возможным восстановление параметров атмосферной динамики и характеристик динамических атмосферных процессов.

Спасибо за внимание!

