

QTCM подход

Новый класс моделей тропической циркуляции, который использует ограничение, накладываемое на крупномасштабный поток через параметризацию конвекции с использованием **квазиравновесного термодинамического приспособления (QE)**.

Суть этого класса моделей в том, что часть **QE конвективного приспособления** м.б. использована для **получения аналитических решений** для вертикальной структуры атмосферы в районах с глубокой конвекцией

В сердце QE приспособления лежит предположение, что конвективные ансамбли на масштабах меньше Рейнольдского удаляют конвективную неустойчивость в вертикальном столбе, устанавливая статистическое равновесие между переменными, определяющими плавучесть частицы (к/м температура и влажность).

В схеме Беттса-Миллера удаляется **конвективная доступная потенциальная энергия (CAPE)**.

A sunset over the ocean with a cloudy sky. The sun is low on the horizon, casting a golden glow across the water and sky. The clouds are scattered and catch the light of the setting sun.

Квазиравновесная модель
циркуляции тропической
атмосферы
Quasi –equilibrium Tropical
Circulation Model
QTSM

Два этапа QTCM:

- 1) Находятся квазианалитические решения или часть решения, которые выполняются при разумных допущениях если система находится в состоянии конвективного квазиравновесия.
- 2) Численными методами эти решения распространяются на районы, где наблюдаются условия, при которых аналитические решения не могут быть применены.

Взаимосвязи с более простыми моделями и МОЦА

Простые модели – фиксируют вертикальную структуру конвективного нагрева, так что его величина пропорциональна конвергенции влаги или приземной конвергенции ветра с использованием подгоночных коэффициентов (схема конвергенции с обратными связями convergence feedbacks scheme)

В случае если данная схема применяется в многоуровневных моделях, она оказывается очень чувствительна к предполагаемой вертикальной структуре конвективного нагрева. В этом случае модель близка к модели с одной степенью свободы по вертикали, даже в том случае, если она имеет несколько уровней.

При условии малого времени конвективного приспособления в условиях развития глубокой конвекции модель QTSM сравнима с многоуровневой МОЦА

Вдалеке от конвективных районов и в умеренных широтах QTSM1 качественно похожа на двухуровневую модель с одним температурным уровнем.

Решение получается в два этапа: первый этап осуществляется до интегрирования по времени, поэтому стадия интегрирования происходит очень быстро.

Конвективная схема имеет много схожего со схемами, используемыми в МОЦА.

Основные уравнения

Уравнение температуры

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_T\right)T + w\partial_p s = Q_c + g\partial_p R\uparrow - g\partial_p R\downarrow - g\partial_p S + g\partial_p F_T$$

Уравнения притока влаги

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_Q\right)q + w\partial_p q = Q_q + g\partial_p F_q$$

T - температура в единицах энергии (Ср включена), q - влажность в единицах энергии (L включена),

$s = T + \phi$ Сухая статическая энергия S- радиационный баланс

$R\uparrow$ and $R\downarrow$

Уходящая и приходящая длинноволновая радиация как нелокальная функция от температуры, влажности и облачности в вертикальном столбе

$D_T = D_Q = \nu \cdot \nabla - k_H \nabla^2$ Включает член с горизонтальной диффузией и горизонтальной адвекцией

F_T and F_q – поток явного тепла и испарение

Q_c and Q_q « конвективный нагрев » и « moistening » terms

Уравнение момента вместе с уравнением статики

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + D_v\right)V + f k \times V + g \partial_p \tau = -\nabla \int_P^{P_s} k T d \ln p - \nabla \phi_s$$

ϕ_s геопотенциал на уровне приземного давления

$D_v = \vec{v} \cdot \vec{\nabla} + w \partial_p - K_H \nabla^2$ Оператор с адвективными членами (including curvature term) и горизонтальной диффузией

$k = R/C_p$ Где R – газовая постоянная

Уравнение неразрывности

$$w = w_s + \int_P^{P_s} \vec{\nabla} \cdot \vec{v} dp \quad w_s \approx -\rho_a g \vec{v}_s \cdot \vec{\nabla} Z_s \quad \text{где } z_s \text{ – высота подстилающей поверхности, } p_s \text{ – приземное давление, } \rho_a \text{ – плотность воздуха около земли}$$

Граничные условия

$$\tau \Big|_{p=p_{top}} = 0$$

Условия у земли $w_s = 0$ at $p_s = p_{rs}$ (нет топографии)

$$\tau_s = \tau \Big|_{p=p_s} = \rho_a C_D V_s \vec{v}_s$$

Условия на верхней границе атмосферы $w_t = 0$ at $p=0$

Конвективное приспособление

Конвективный нагрев

Конвекция определяет вертикальную структуру температурного поля. Влажное конвективное приспособление подстраивает температурный профиль к квазиравновесному на каждом шаге модели.

Схема Беттса-Миллера – приспособление осуществляется в сглаженном виде, время приспособления τ_c не бесконечно малое, а конечное, за это время конвекция приводит к уменьшению CAPE в вертикальном столбе. Обыкновенно это время приспособления меньше суток, в схеме Беттса-Миллера – 2 часа.

$$Q_c = \begin{cases} \frac{\langle (T^c - T) \rangle}{\tau_c}, & \text{if } \langle T^c - T \rangle > 0 \\ 0 & \text{иначе} \end{cases}$$

T^c можно аппроксимировать как влажную адиабату, начинающуюся от верхней границы ППС

T^c – конвективный квазиравновесный профиль, к которому подстраивается температурное вертикальное распределение. Он зависит от влажной статической энергии ППС, в предположении, что конвекция развивается выше ППС

Приспособление влажной статической энергии ППС за счет потоков

h_b – влажная статическая энергия ППС. Вертикальная структура влажной адиабаты не изменяется быстро вслед за изменениями h_b , следовательно T^c может быть выражена как отклонение от базового QE профиля $T_r(p)$, последний не зависит от времени и горизонтальных координат

$$T^c = T_r^c(p) + A_1(p) T_1^c$$

$$T_1^c = h_b' + \delta h_b$$

h_b' - отклонения влажной статической энергии ППС от QE состояния, $A_1(p)$ форма вертикального профиля возмущения температуры, вызванного возмущением h_b' , δh_b – приспособление влажной статической энергии ППС за счет потоков к граничным условиям (ТПО).

Конвективное приспособление для влажности

$$Q_c = (q^c - q) / \tau_c \quad q^c = \alpha_{sub} q_{sat}(T^c)$$

q^c – квазиравновесный профиль для влажности, $\alpha_{sub}(p)$ – коэффициент насыщения, меняющийся по вертикали

Если T, q близки к T^c и q^c , и T^c выражается, как показано выше, то можно заключить, что q^c в случае глубокой конвекции зависит только от QE профиля температуры

$$q^c = q^c(p) + B_1(p) T_1^c$$

Где $B_1(p)$ – вертикальное распределение для изменений квазиравновесного профиля влажности при глубокой конвекции. Нелинейная зависимость q_c от температуры важна для моделирования процессов в умеренных широтах, но линеаризованная форма также может быть использована для многих целей

Вертикальная структура бароклиного ветра в районах глубокой конвекции представляется следующим образом

$$\vec{v}(x, y, p, t) = V(p) \vec{v}_T(x, y, t) \quad V(p) = (A_1^+(p) - \hat{A}_1^+)$$

$$A_1^+(p) = \int_p^{prs} A_1(p) d \ln p$$

Где вертикальная структура $A_1^+(p)$ получается из уравнения гидростатики, путем интегрирования квазиравновесного вертикального температурного профиля для получения барокли градиента давления

Тэйлоровы базовые функции

Используется разложение по базовым функциям, зависящим от вертикальной координаты

$$T = T_r(p) + \sum_{k=1}^K a_k(p) T_k(x, y, t)$$

$$q = q_r(p) + \sum_{k=1}^K b_k(p) q_k(x, y, t)$$

$$\vec{v} = \sum_{k=0}^L V_k(p) \vec{v}_k(x, y, t)$$

Аналитическое решение получается как асимптотическое приближение при определенных условиях (короткое время конвективного приспособления и пренебрежение вертикальным переносом момента движения) .

Аналитическое решение используется как ведущая базовая функция.

Важный вопрос: какая часть решения может быть описана при условии малого количества степеней свободы по вертикали

Ведущие базовые функции

$$a_1(p) = A_1(p, T_r^c)$$

Где $A_1(p)$ вертикальная структура температурных изменений, связанная с конвективным приспособлением

$$V_1(p) = a_1^+ - \hat{a}_1^+$$

Поле ветра, обусловленное бароклинным градиентом давления, который в свою очередь получается за счет температурных изменений где a_1^+ определяется как A_1^+

$$V_0(p) = 1$$

Баротропная компонента ветра

$$b_1(p) = B_1(p)$$

Функция для влажности имеет тот же уровень сложности, что и для температуры

Для климатического моделирования в районах субтропиков с малой влажностью применяется другая формула

$$b_1(p) = q_r(p) / q_r(p_s)$$

Тестирование модели QTCM, версия 2.3

Разрешение модели $5.625^\circ \times 3.75^\circ$

Возможно - $4^\circ \times 1.875^\circ$

Область интегрирования – 75,94 с.ш.-75,94 ю.ш.

- ✦ Сезонная изменчивость
- ✦ Межгодовая изменчивость
- ✦ Распространение аномалий в тропической атмосфере
- ✦ Дальние связи с Эль-Ниньо в пределах тропиков
- ✦ Глобальная зональная циркуляция
- ✦ Взаимосвязи с умеренными широтами

Сезонная изменчивость

U850 seasonal variability (1949-1997)

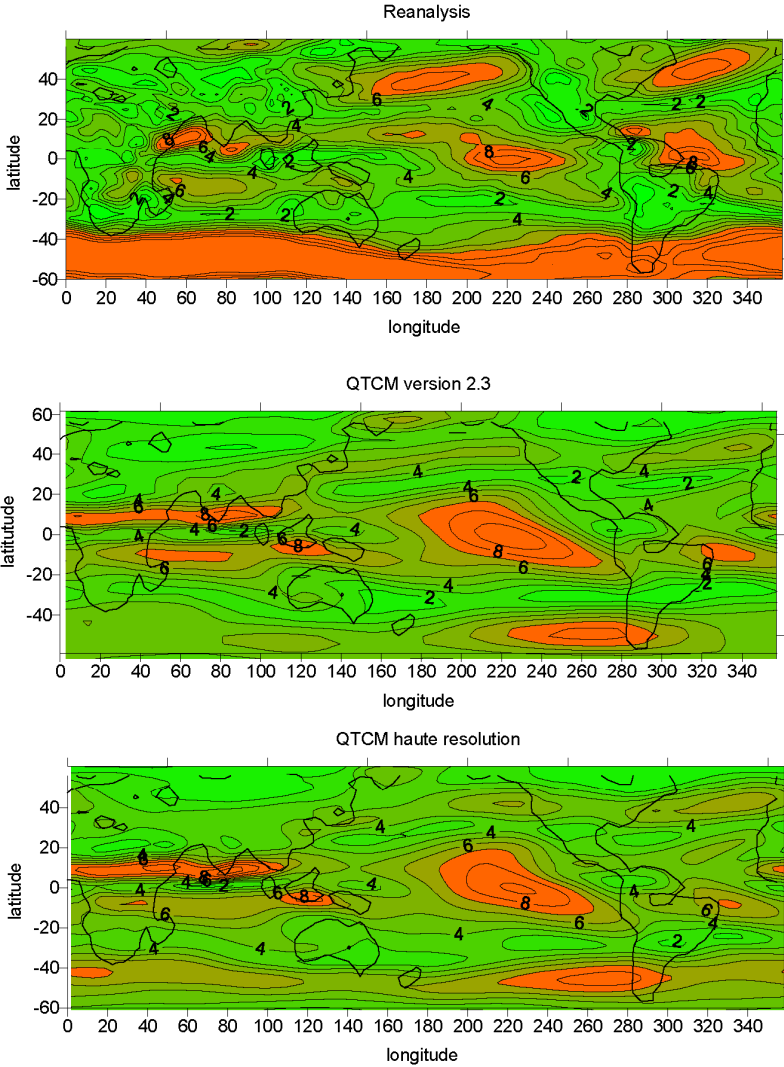


Figure 3.1

Precipitation seasonal variability, 1958-1997.

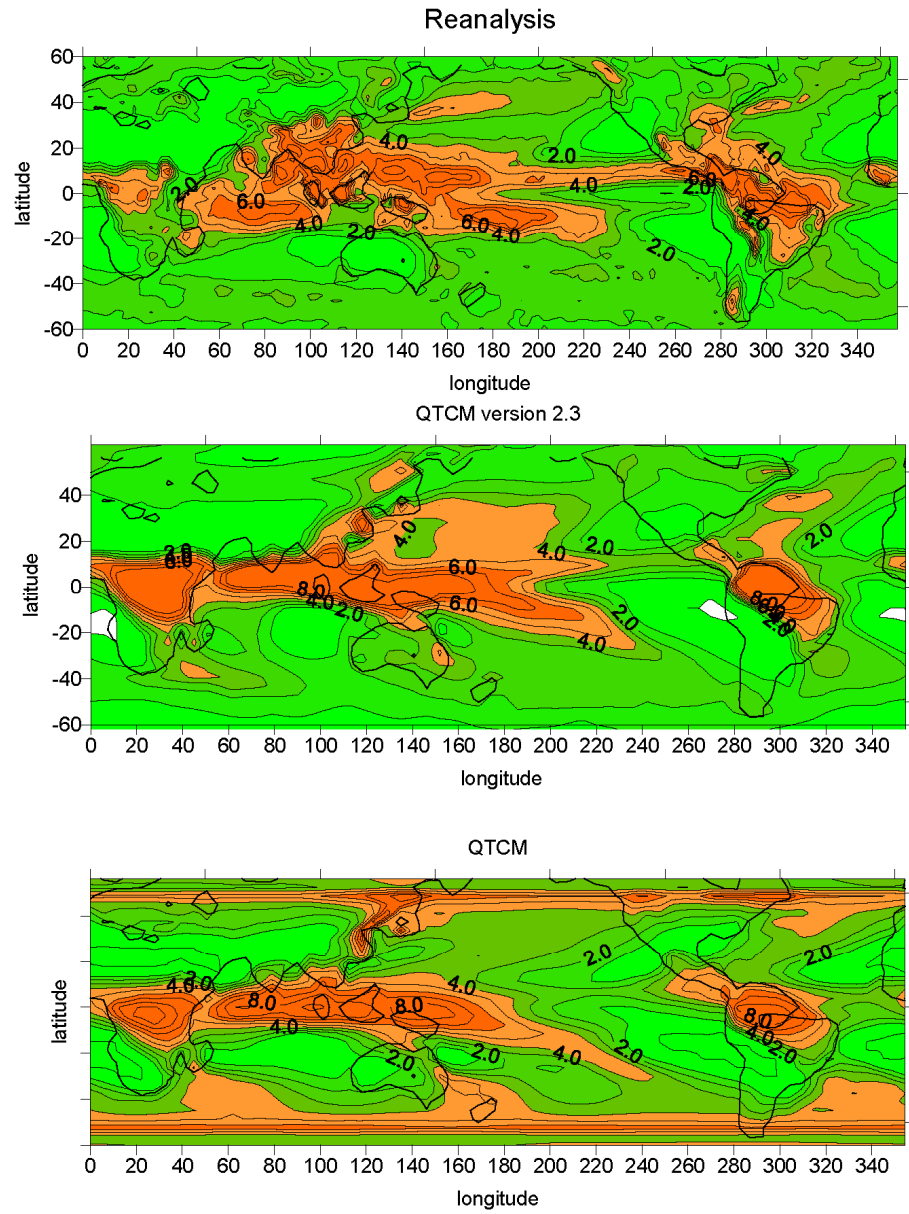
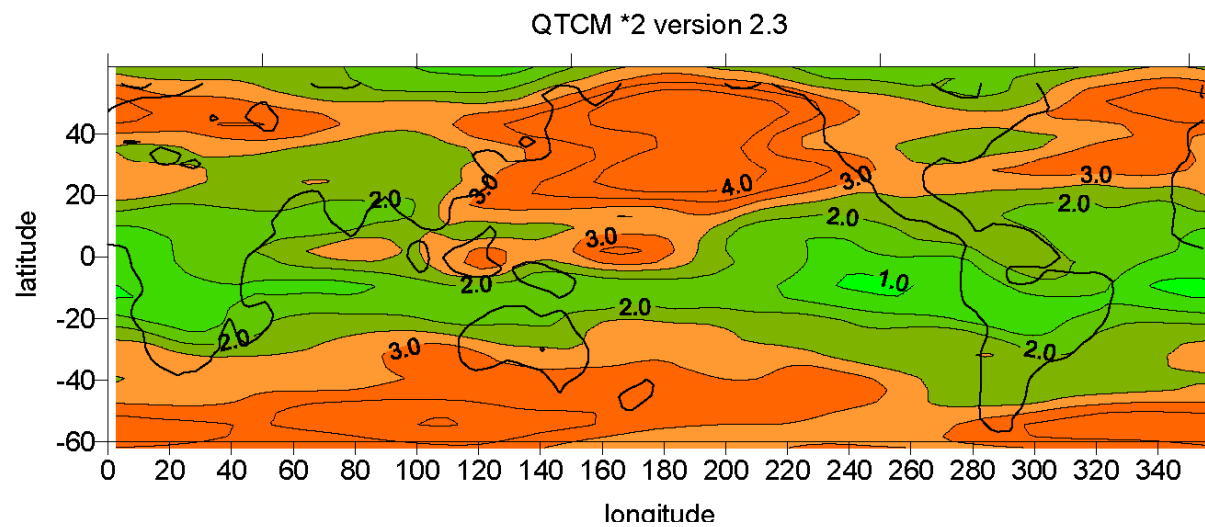
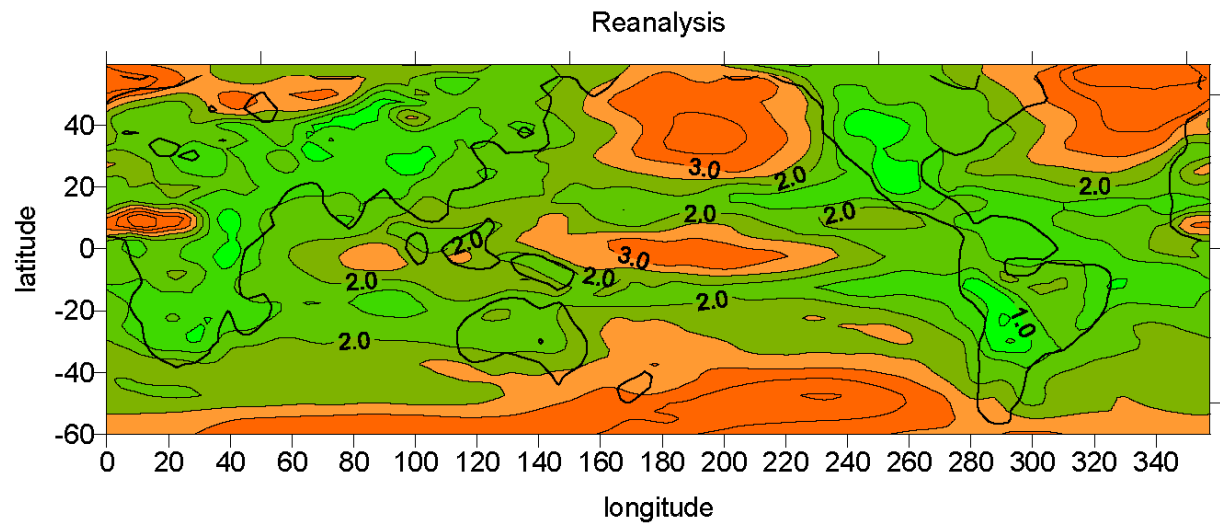


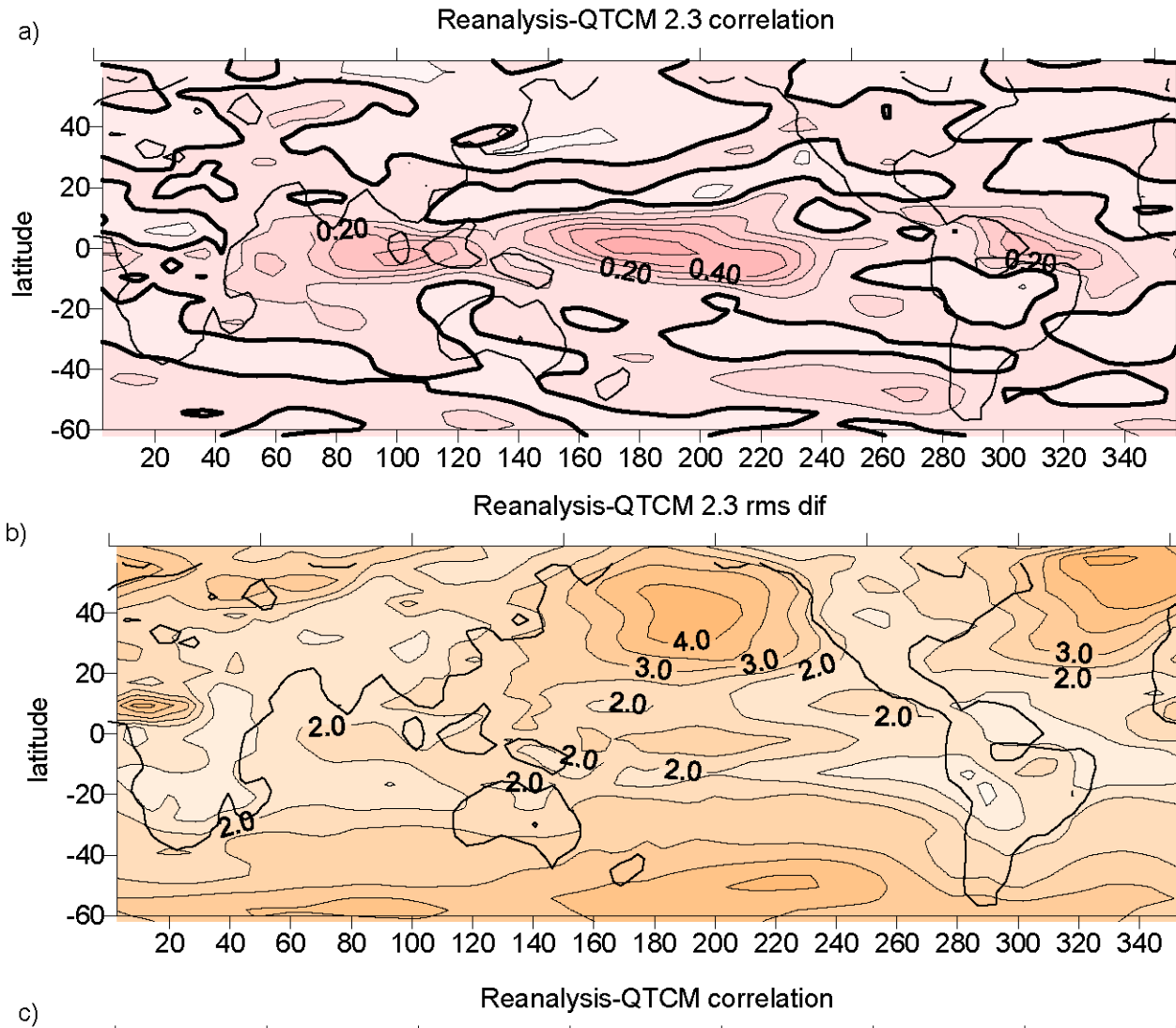
Figure 3.5

Межгодовая изменчивость

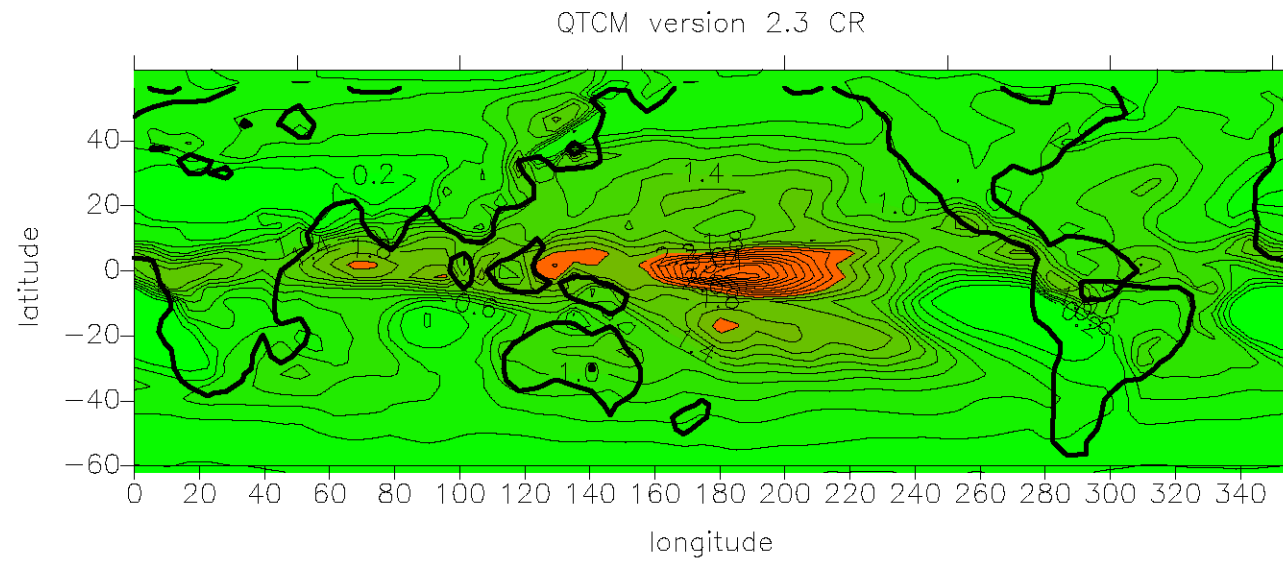
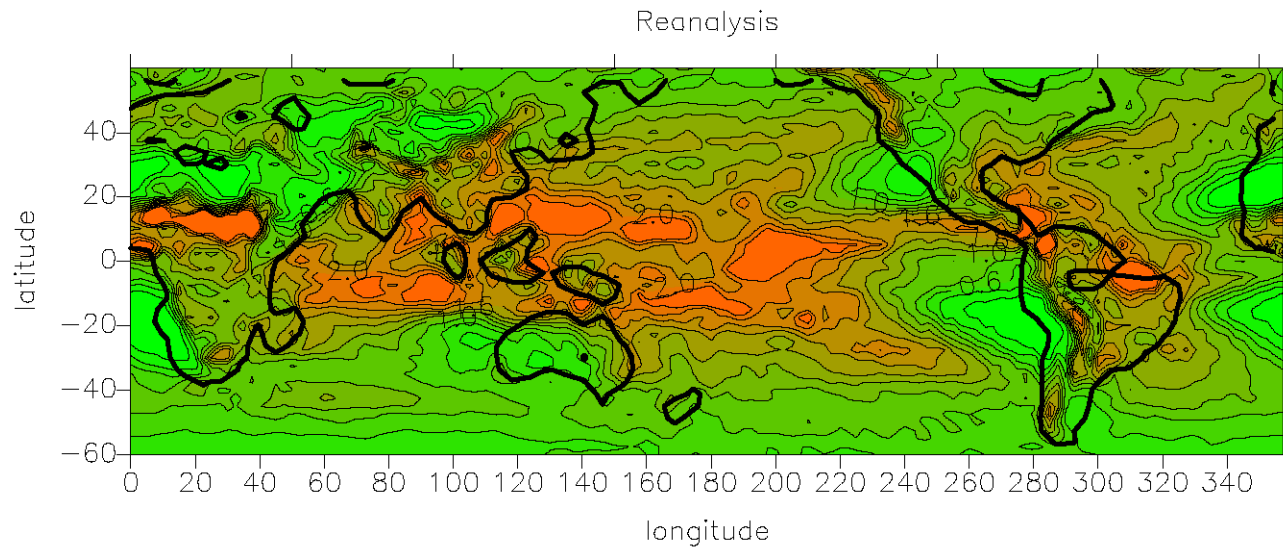
U 850 variability. 1948-1997



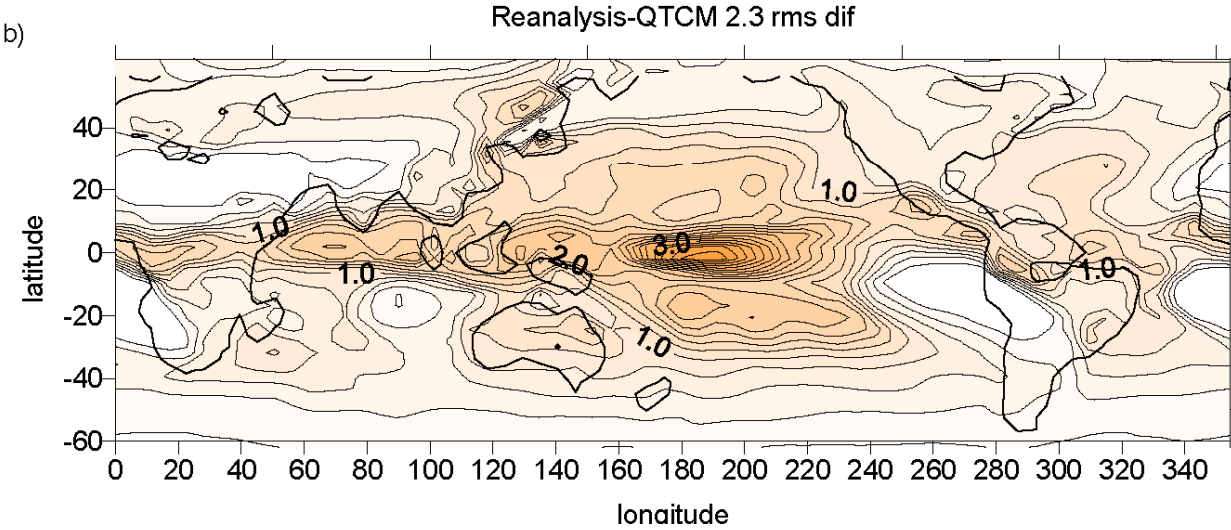
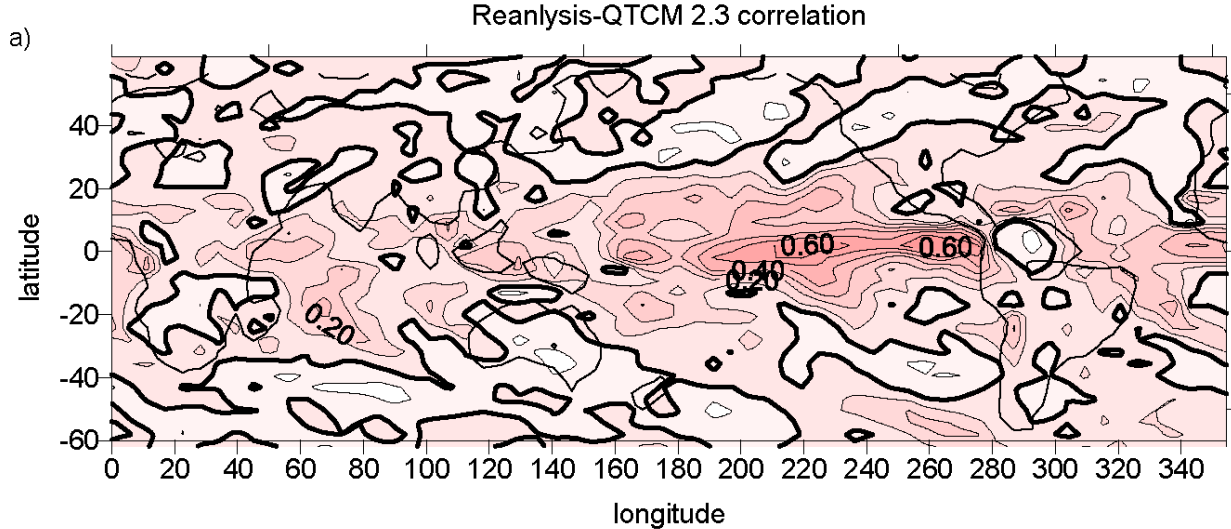
U850 anomalies



Precipitation variability. 1958–1997.

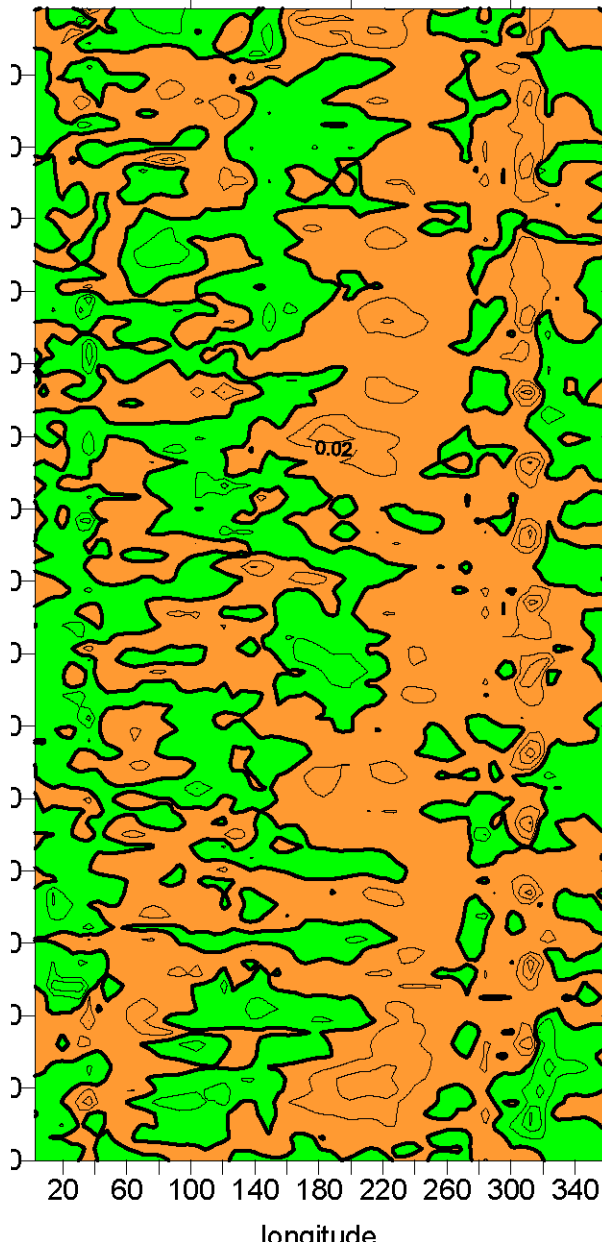


Precipitation anomalies

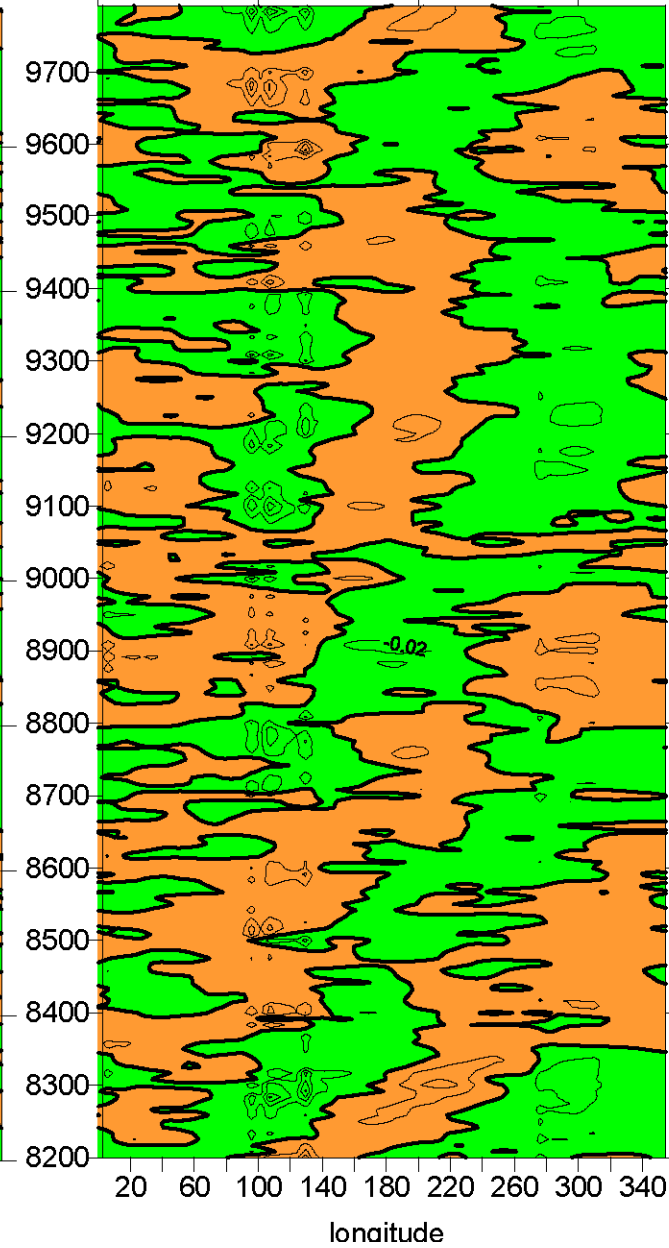


Zonal wind stress anomalies along 3,75 S. 1982-1997

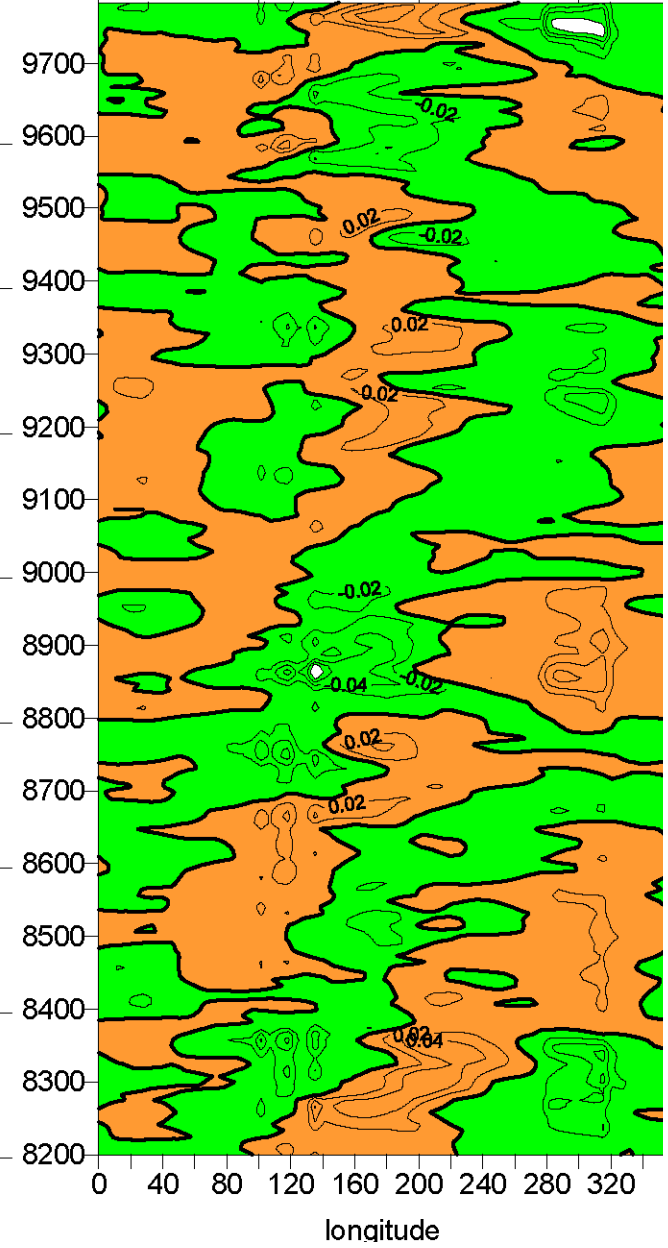
Reanalysis



QTCM version 2.3



QTCM



OLR anomalies along the equator, 1962-1997

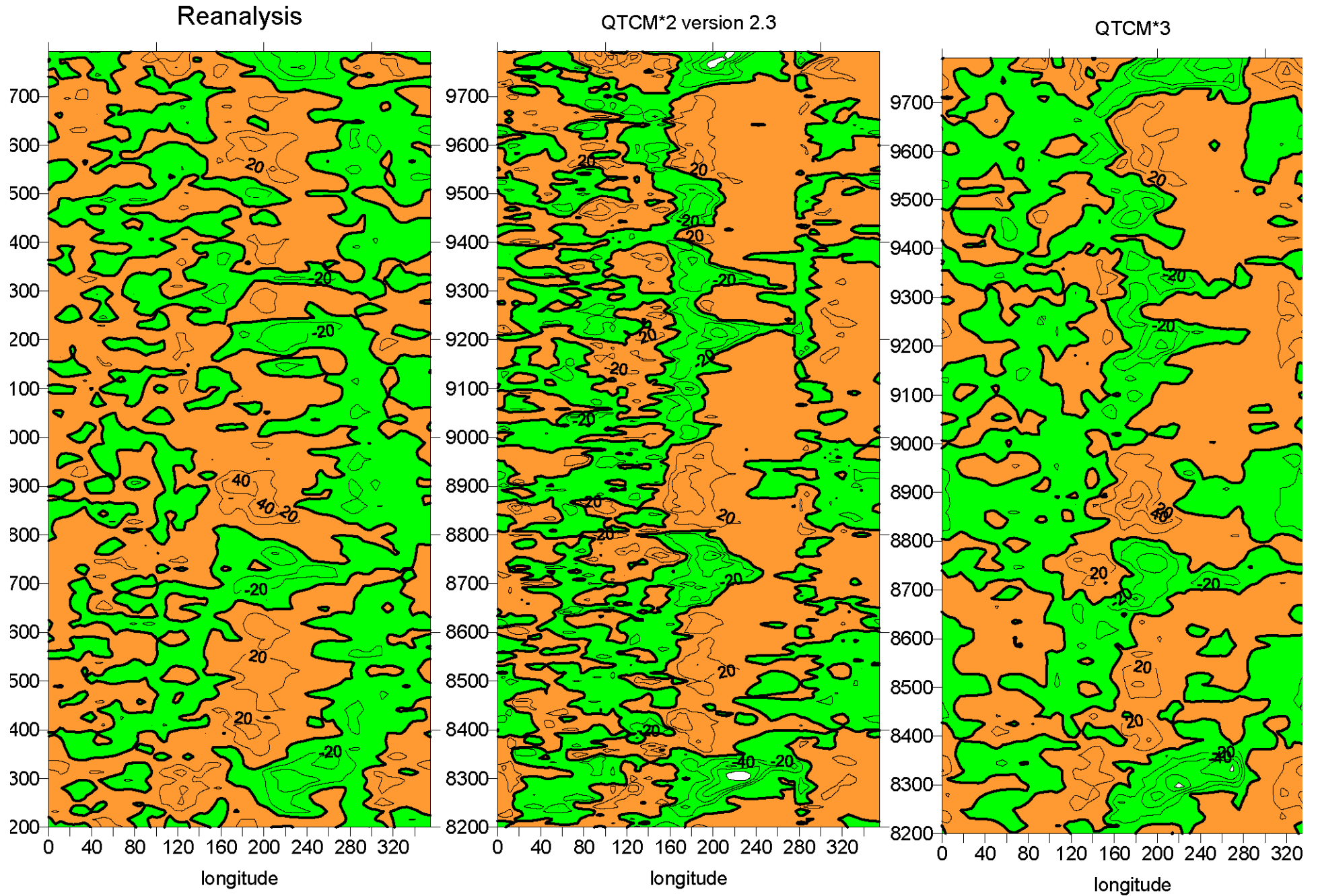
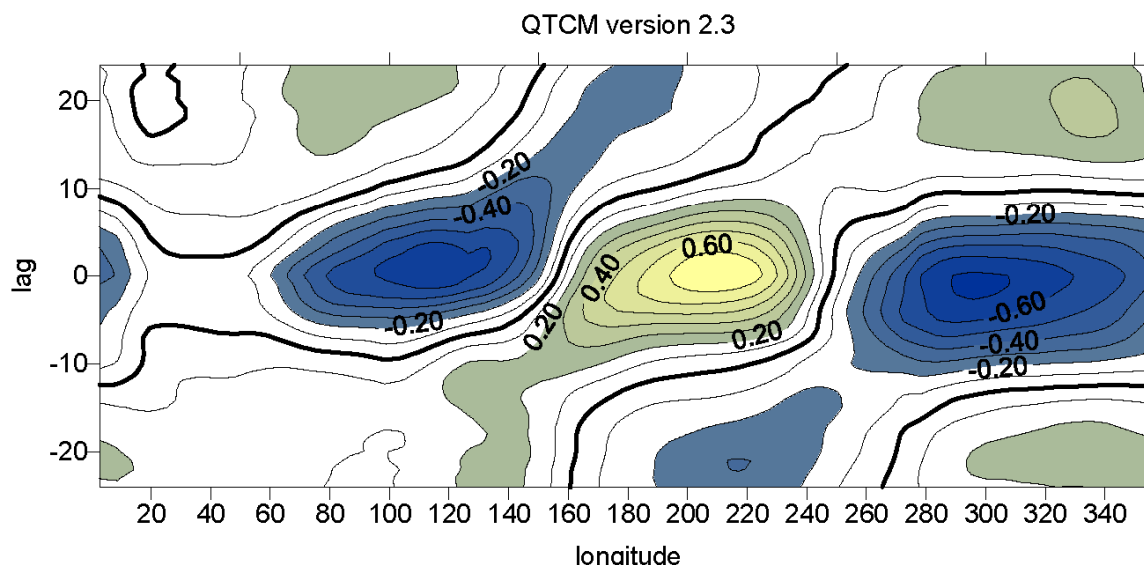
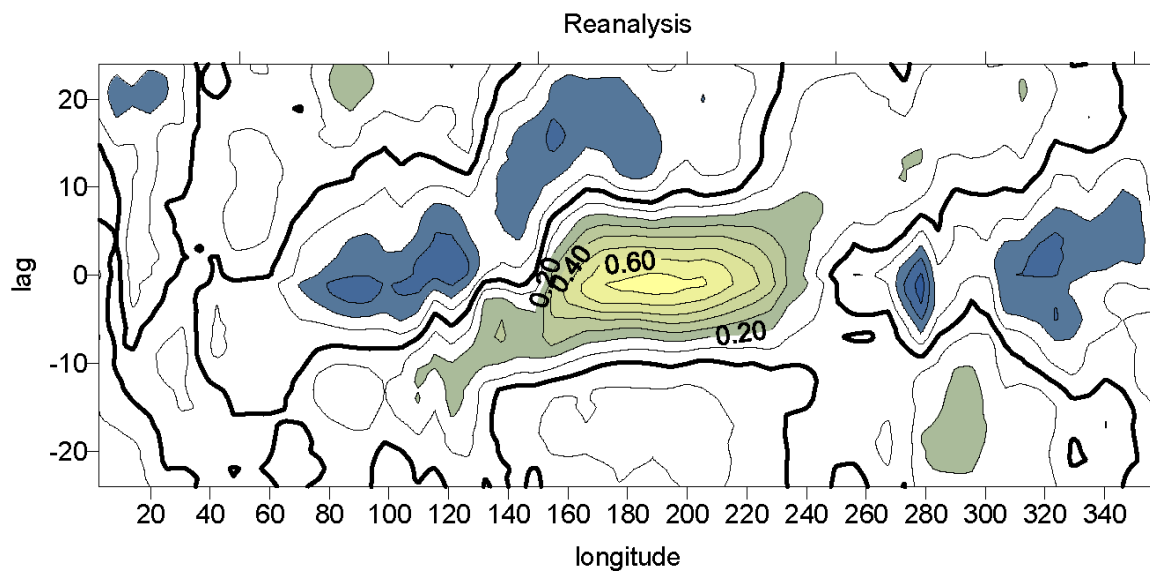


Figure 3.21

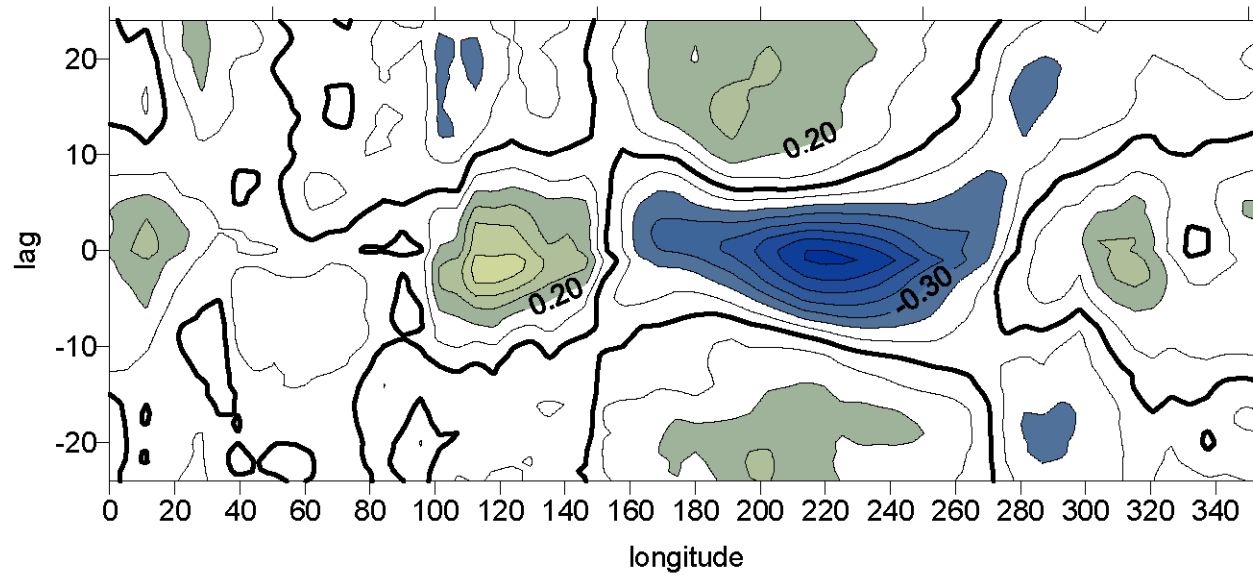
Связи с Эль-Ниньо

Correlation between TX anomalies at 3,75S and anomalies of SST in NINO3

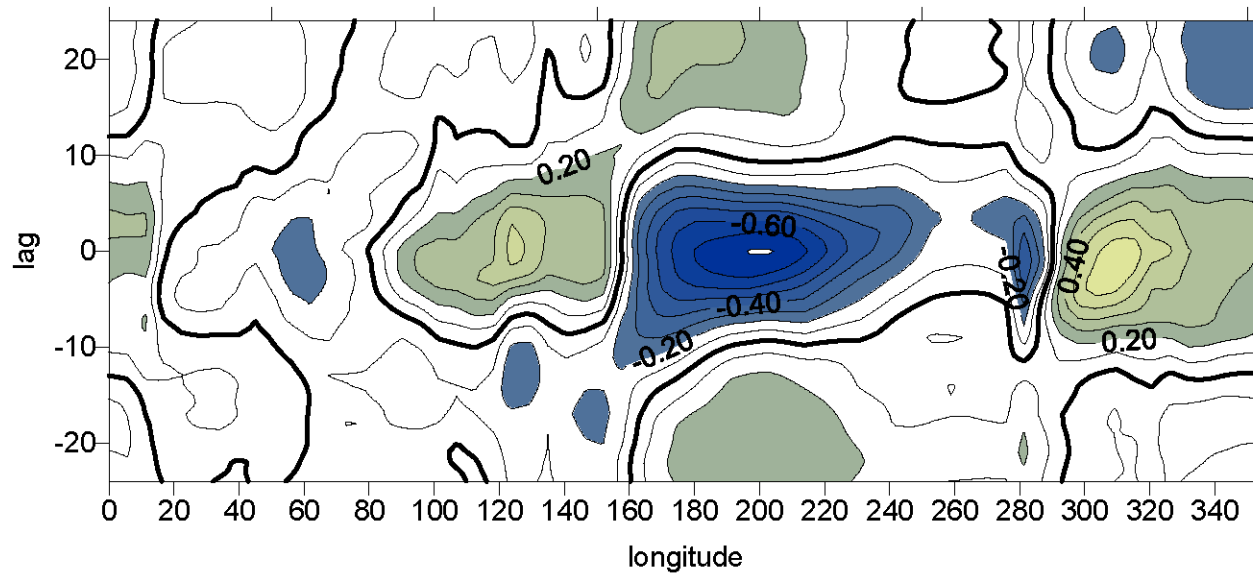


Correlation between OLR and SST NINO3

Reanalysis



QTCM version 2.3



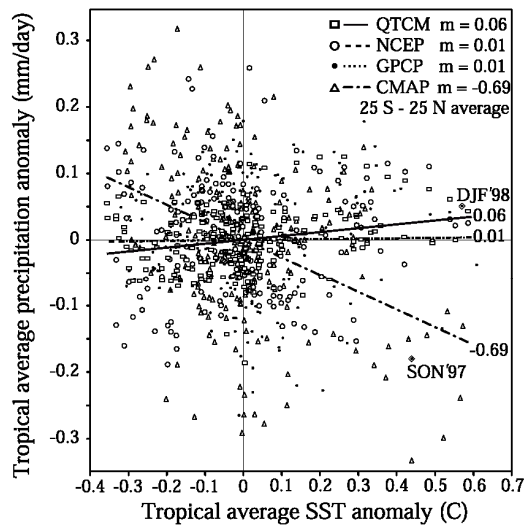
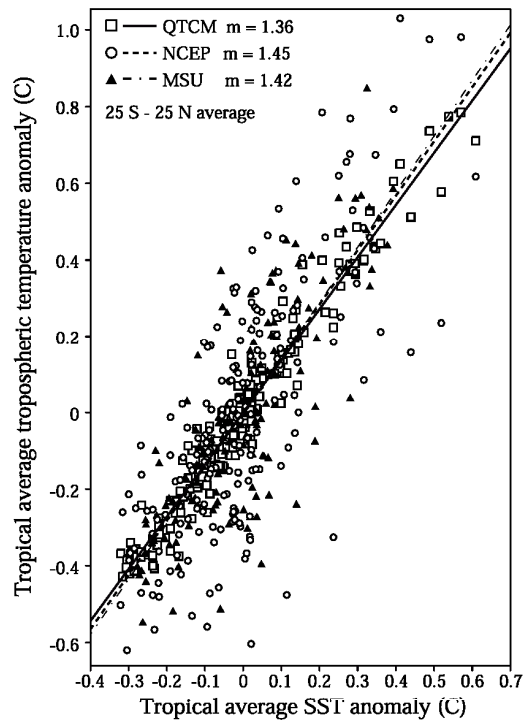
Tropical Tropospheric Temperature and Precipitation Response to Sea Surface Temperature Forcing

Hui Su and J. David Neelin

*Department of Atmospheric Sciences, and Institute of
Geophysics and Planetary Physics,
University of California, Los Angeles, Los Angeles,
California*

Joyce E. Meyerson

*Department of Atmospheric Sciences, University of
California, Los Angeles, Los Angeles, California*



5 NSIPP AGCM Experiments 1982 - 1998
(3 month mean)

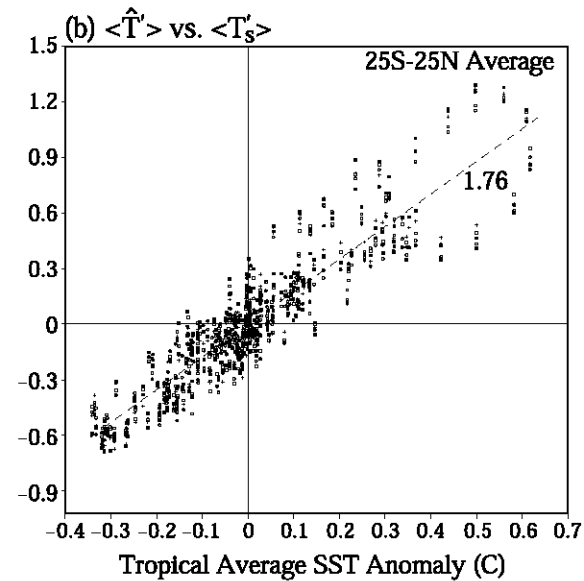
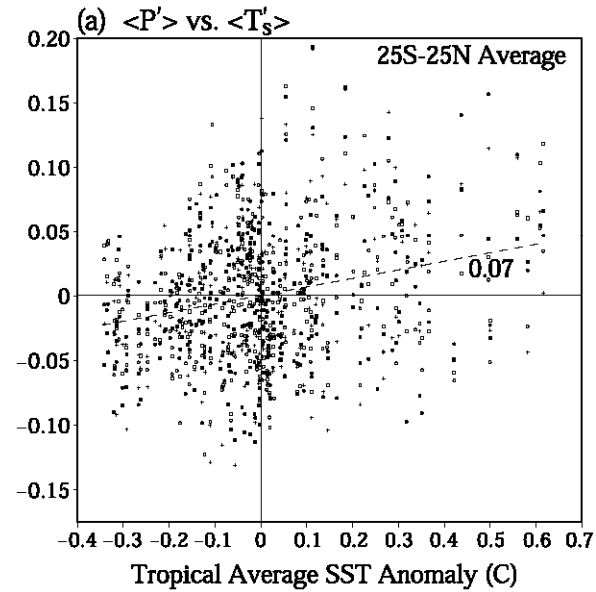
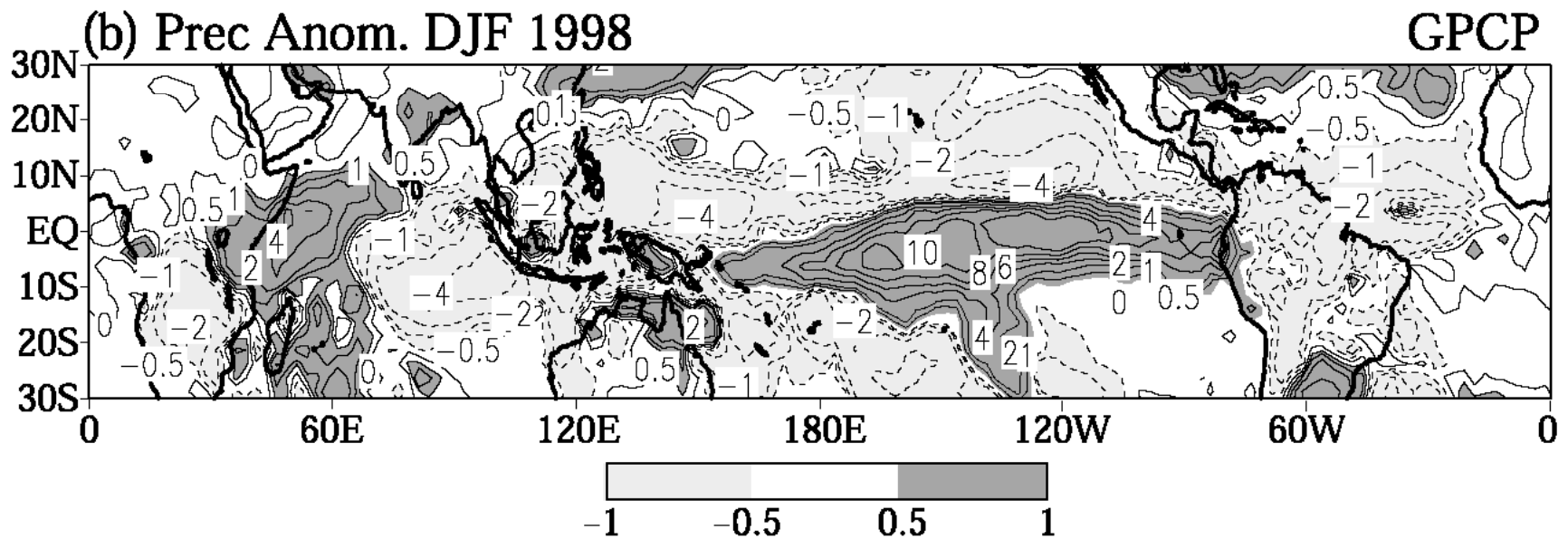
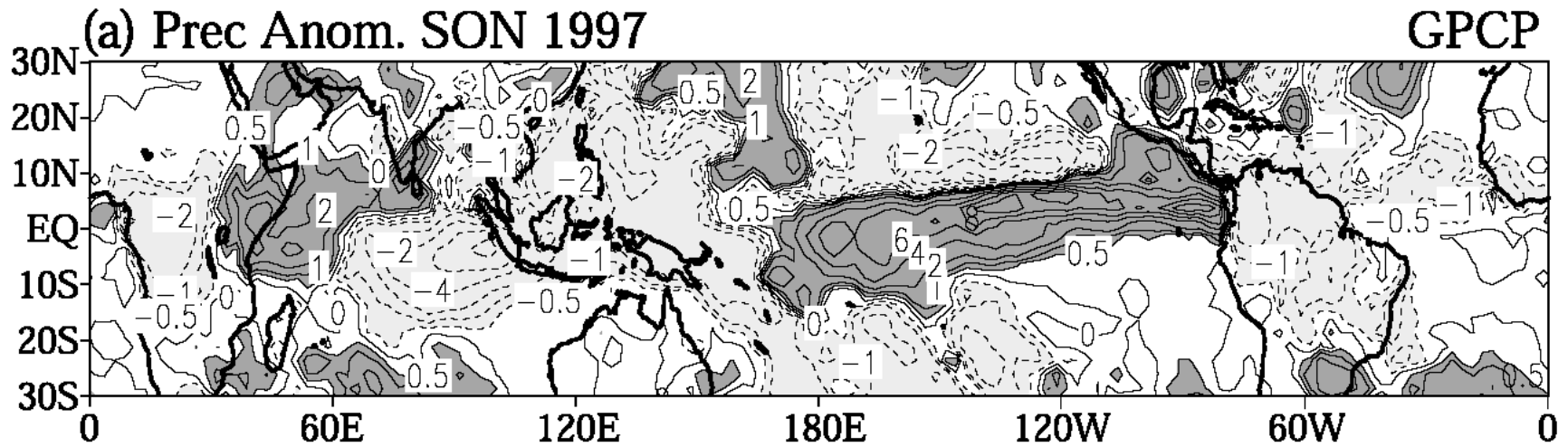
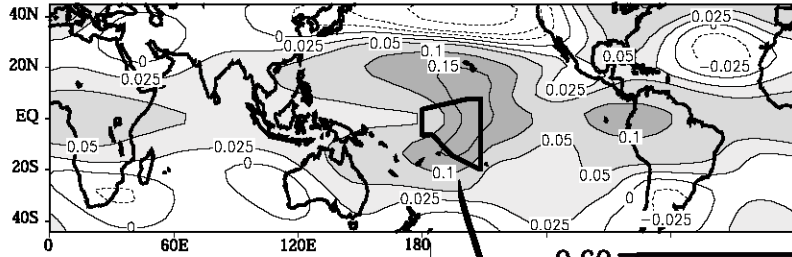


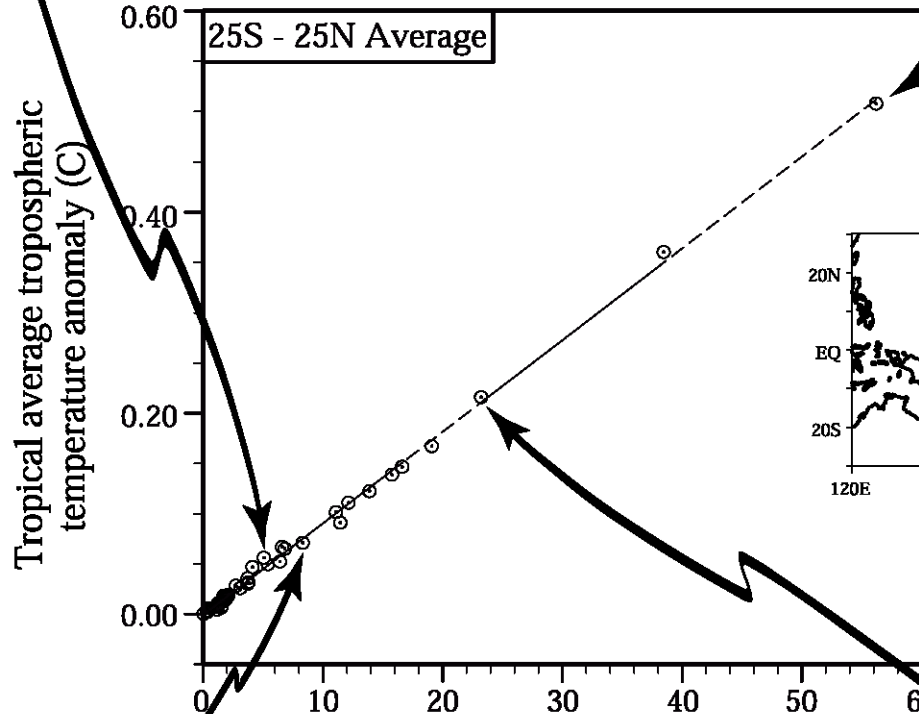
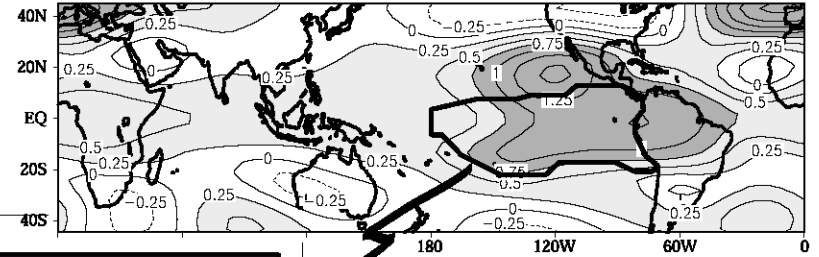
Figure 1



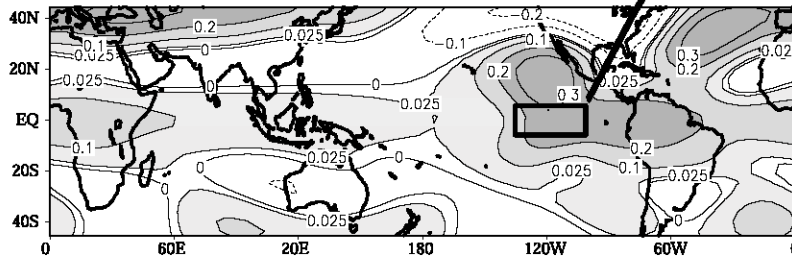
Temp. (850 - 200 hpa) JFM 1998 ENSOPAC_1a - CLIM



Temp. (850 - 200 hpa) JFM 1998 ENSOPAC - CLIM

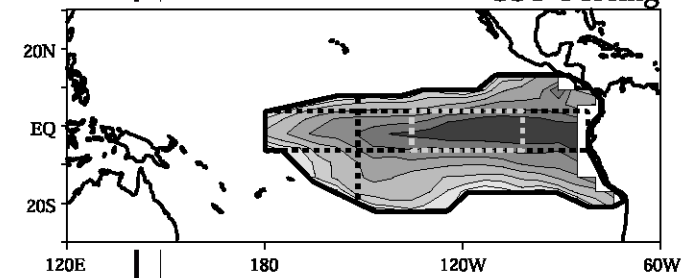


ENSOPAC_L2b - CLIM

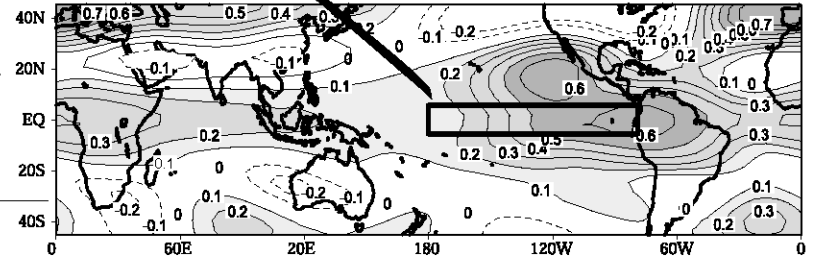


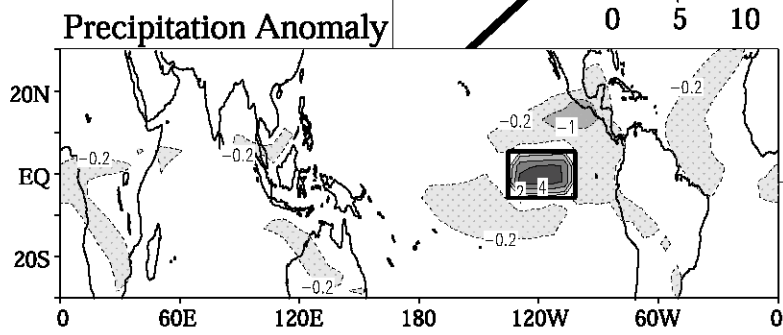
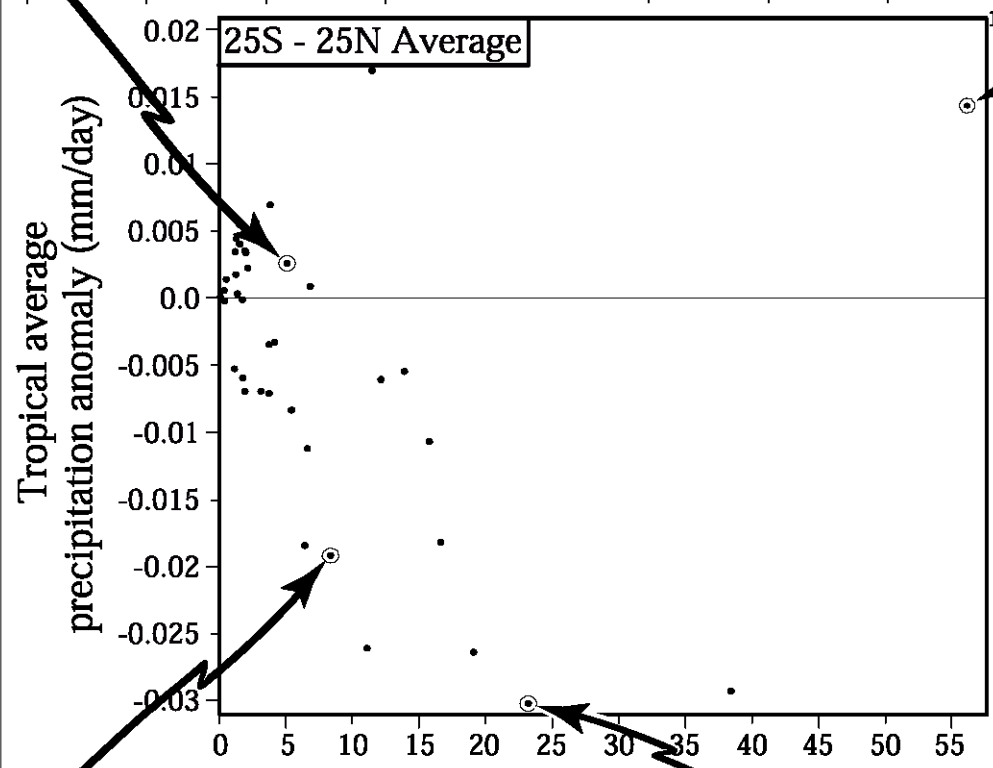
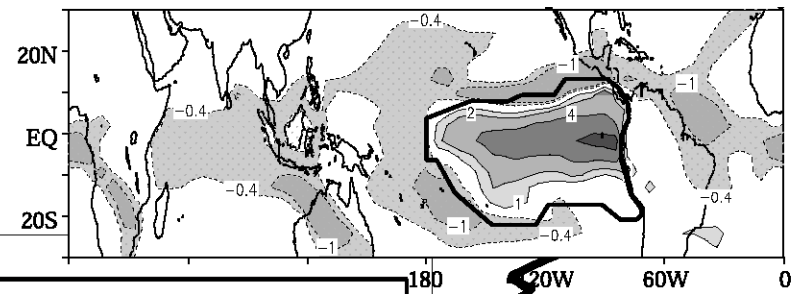
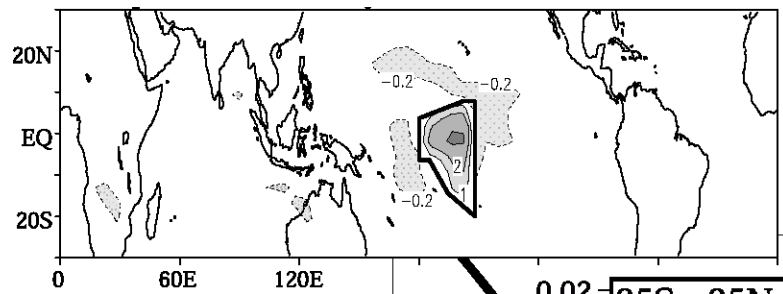
\int SST' dx dy
Forcing Area
($10^{12} \text{ C} \cdot \text{m}^2$)

SST' Forcing

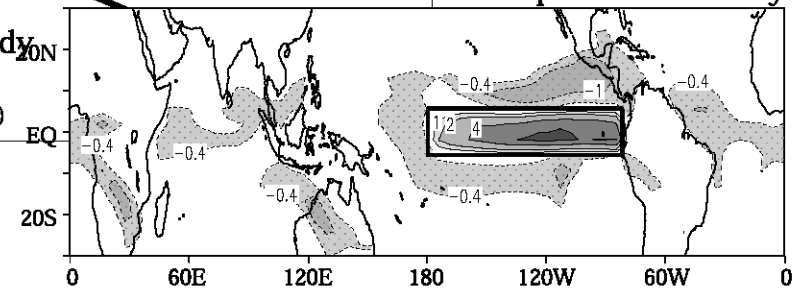


ENSOPAC_m1 - CLIM





$SST' \frac{dx dy}{Area}$
(10¹² C·m²)



Taking the tropical average of (5) and rearranging it, SN03 obtained the relationship between tropical average tropospheric temperature and SST anomalies

$$\langle \hat{T}' \rangle = [(\epsilon_{T_s} + \epsilon_H \gamma) \langle T'_s \rangle - F_{T'} + F_{q'} + \langle \tilde{E} \rangle] \times (\epsilon_T + \epsilon_H \gamma n)^{-1}. \quad (6)$$

Substituting (6) into (3.1) or (2), the $\langle P' \rangle$ and $\langle T'_s \rangle$ relation can thus be expressed as

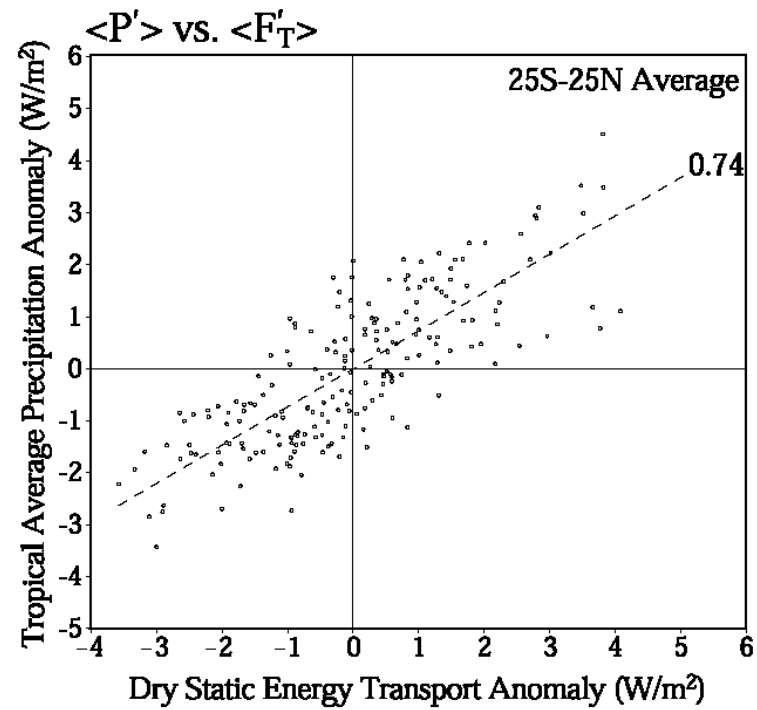
$$\langle P' \rangle = [\epsilon_H \gamma (\epsilon_T - n \epsilon_{T_s}) \langle T'_s \rangle + (\epsilon_H \gamma n) F_{T'} + \epsilon_T F_{q'} + \epsilon_T \langle \tilde{E} \rangle] (\epsilon_T + \epsilon_H \gamma n)^{-1}. \quad (7)$$

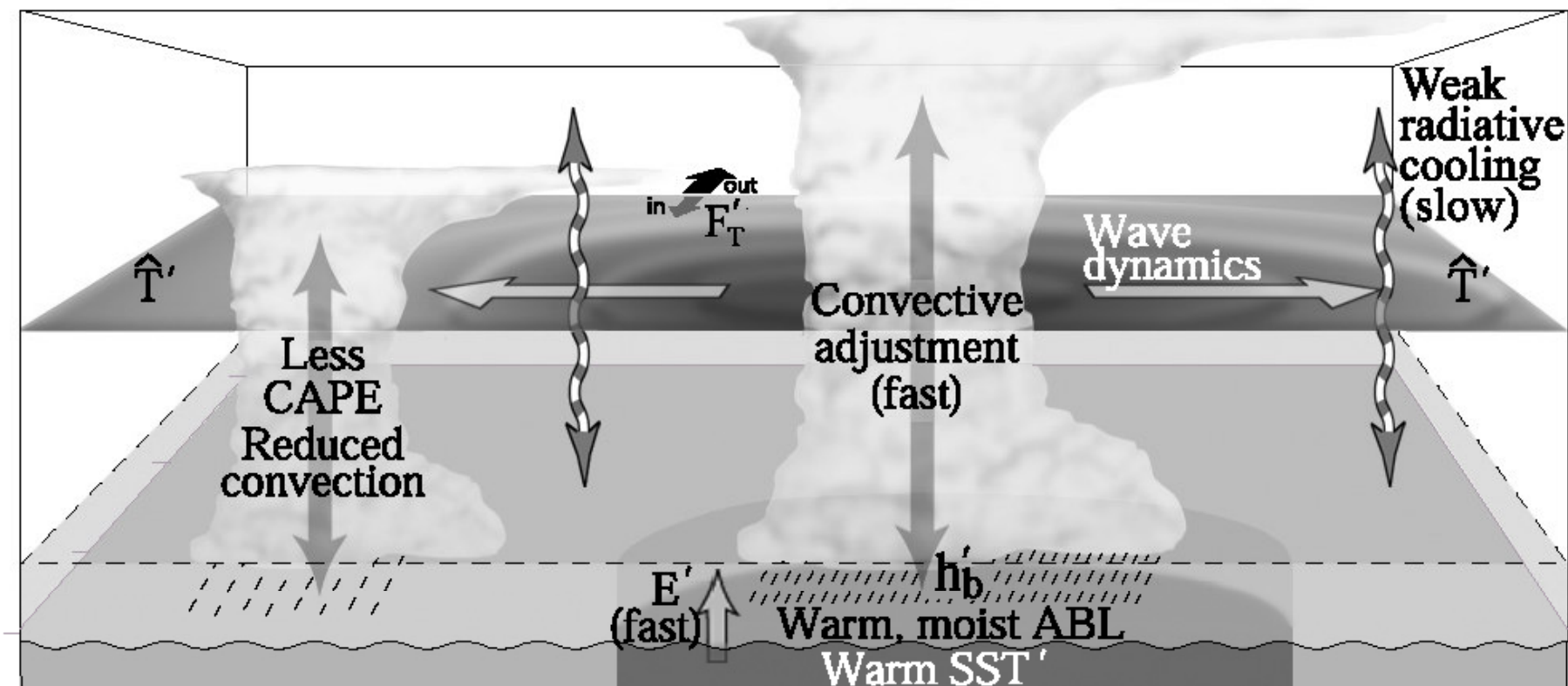
Let us consider a simple case in which only evaporation is taken into account as the dominant driving force for the tropical atmospheric response to $\langle T'_s \rangle$, and sensible heat and radiative flux anomalies are neglected. In this case, setting ϵ_{T_s} and ϵ_T to zero in (6) and (7) yields

$$\langle \hat{T}' \rangle \approx \frac{\langle T'_s \rangle}{n} - (F_T' - F_q' - \langle \tilde{E} \rangle) (\epsilon_H \gamma n)^{-1} \quad (8)$$

$$\langle P' \rangle \approx F_T'. \quad (9)$$

1 NSIPP AGCM Experiment 1982 - 1998
(3 month mean)



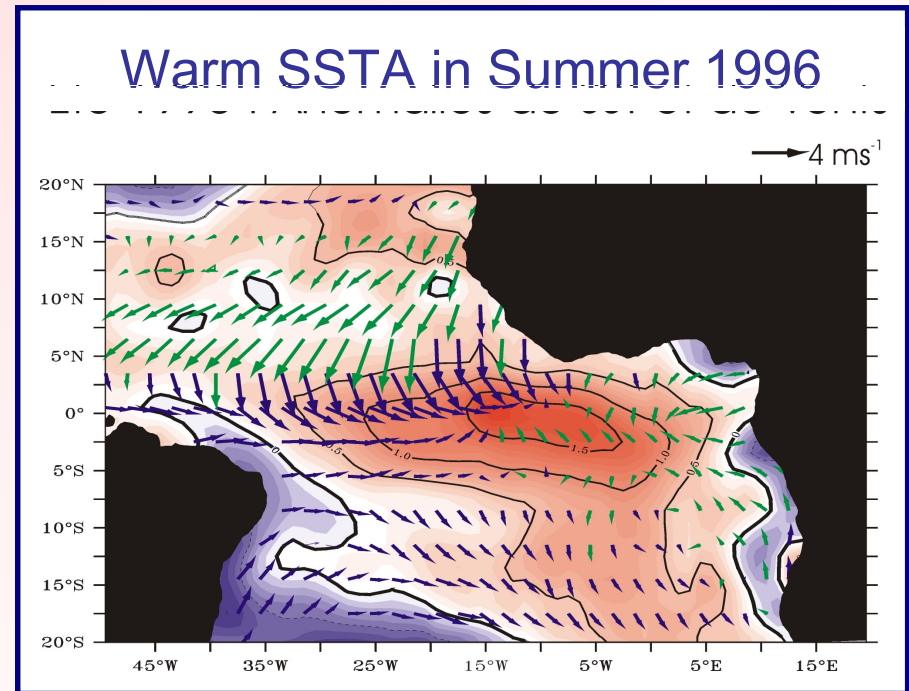
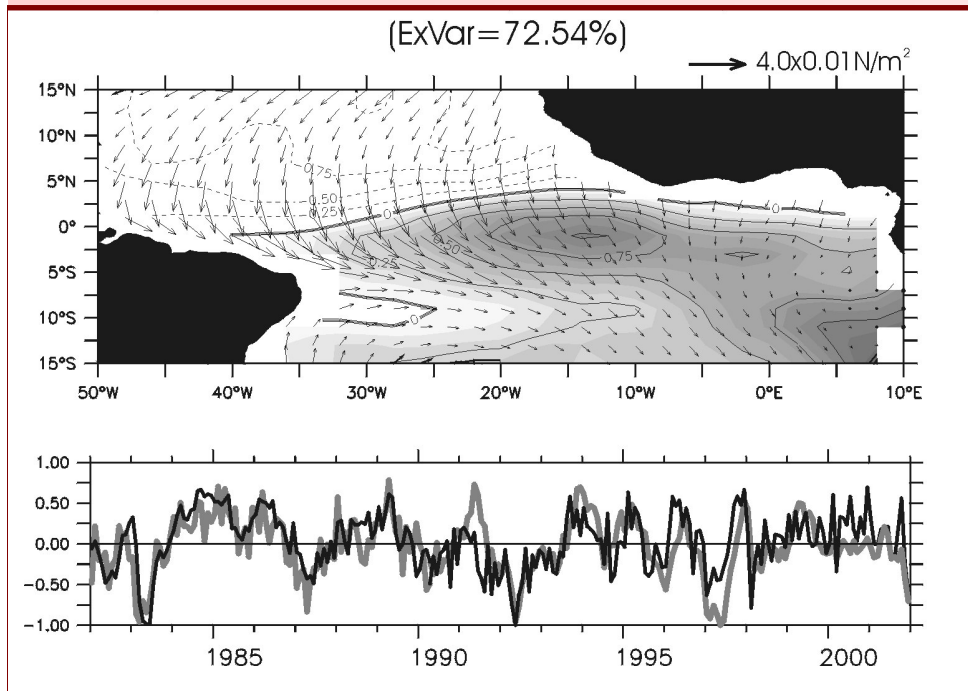


- Приспособление к аномалиям ППС – быстрое
- Конвективное приспособление – меньше суток
- Распространение аномалий температуры – 1-2 недели – 1-2 месяца
- Радиационное охлаждение – медленное (15 дней)

The 1996 equatorial Atlantic warm event: Origin and mechanisms

S. Illig,¹ D. Gushchina,² B. Dewitte,¹ N. Ayoub,¹ and Y. du Penhoat¹

Атлантическое Ниньо

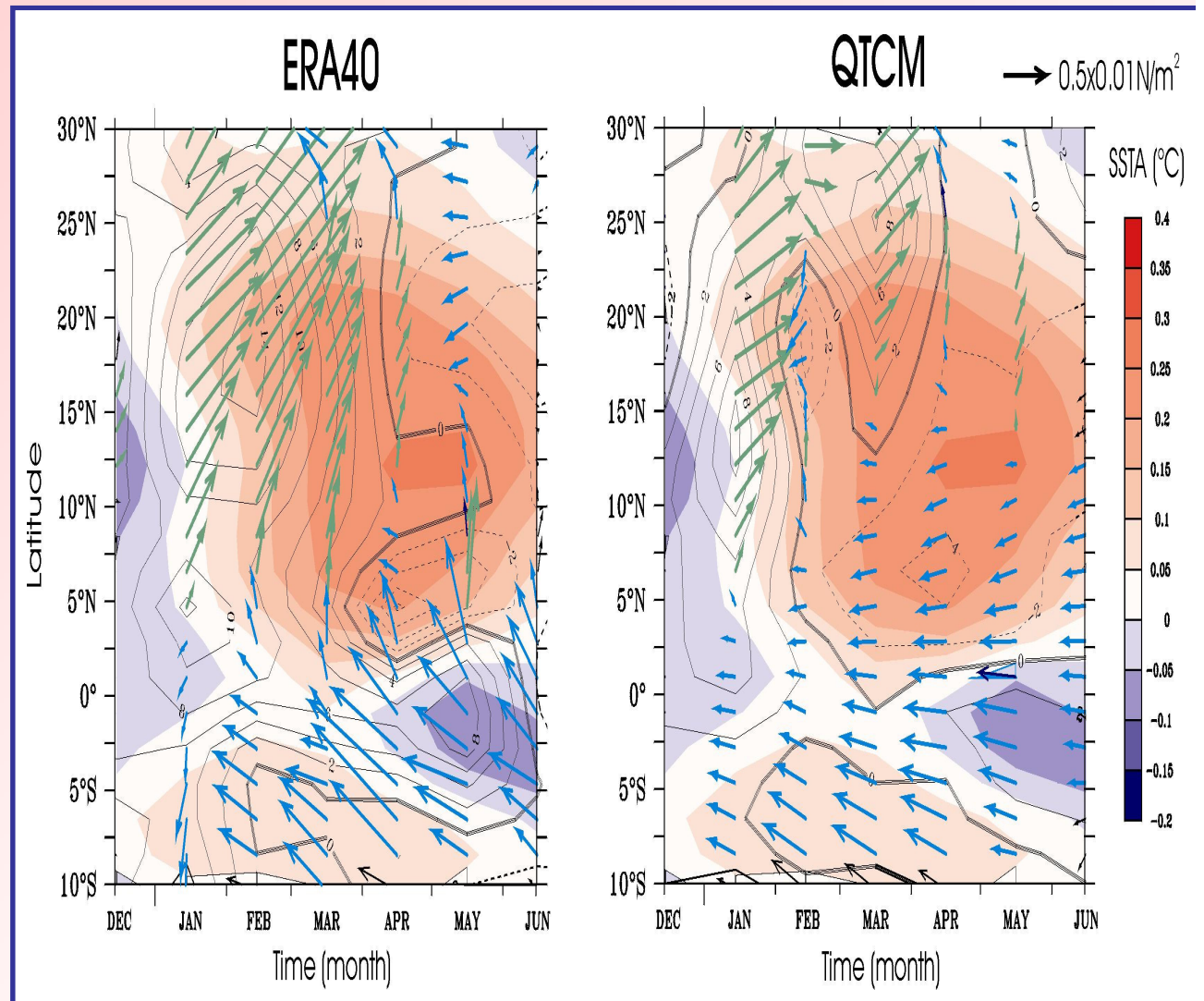
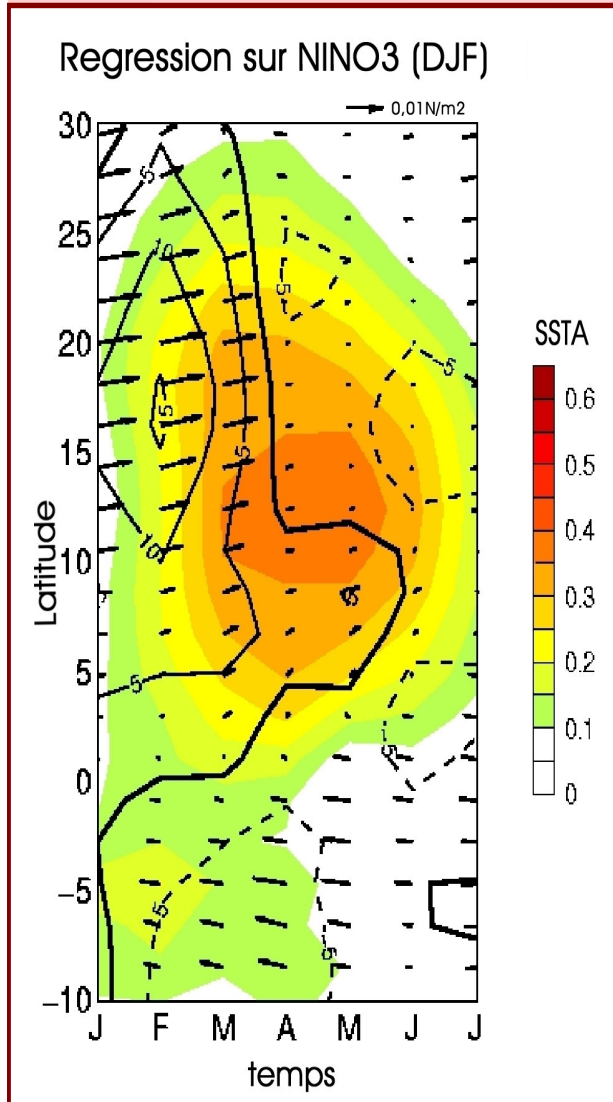


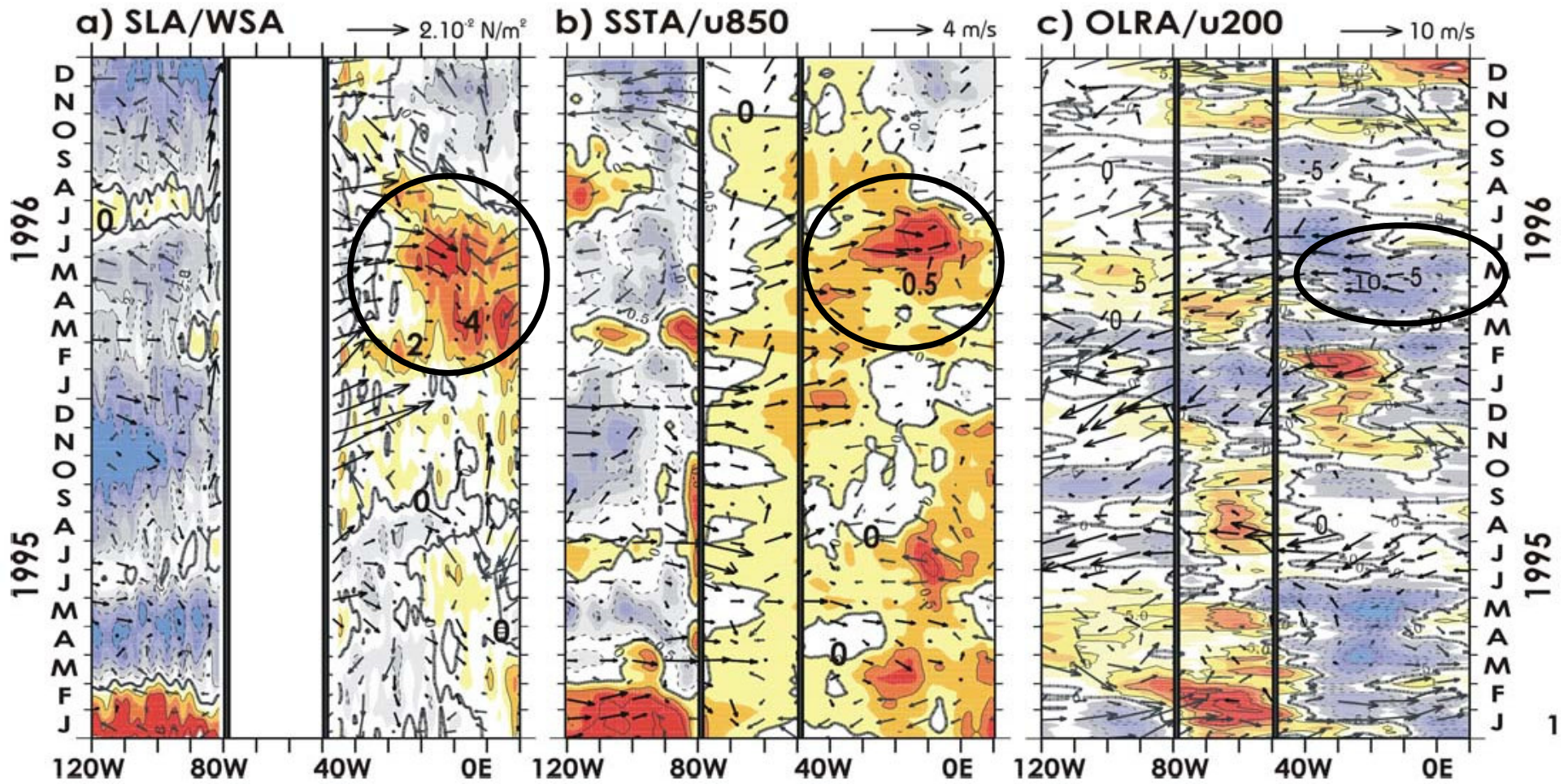
ENSO teleconnection pattern over the tropical Atlantic (model-data comparison)

Czaja et al. [2002] (obs.)

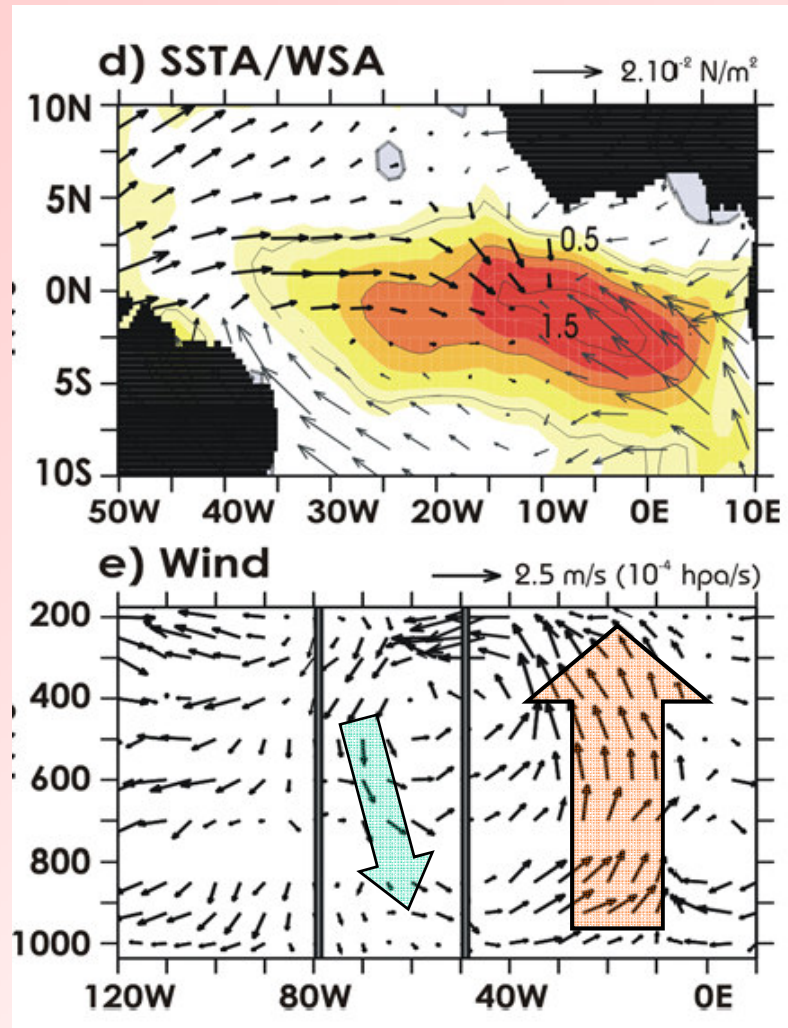
ECMWF fluxes, Reynolds SST

Model forced with Reynolds SST





June 1996



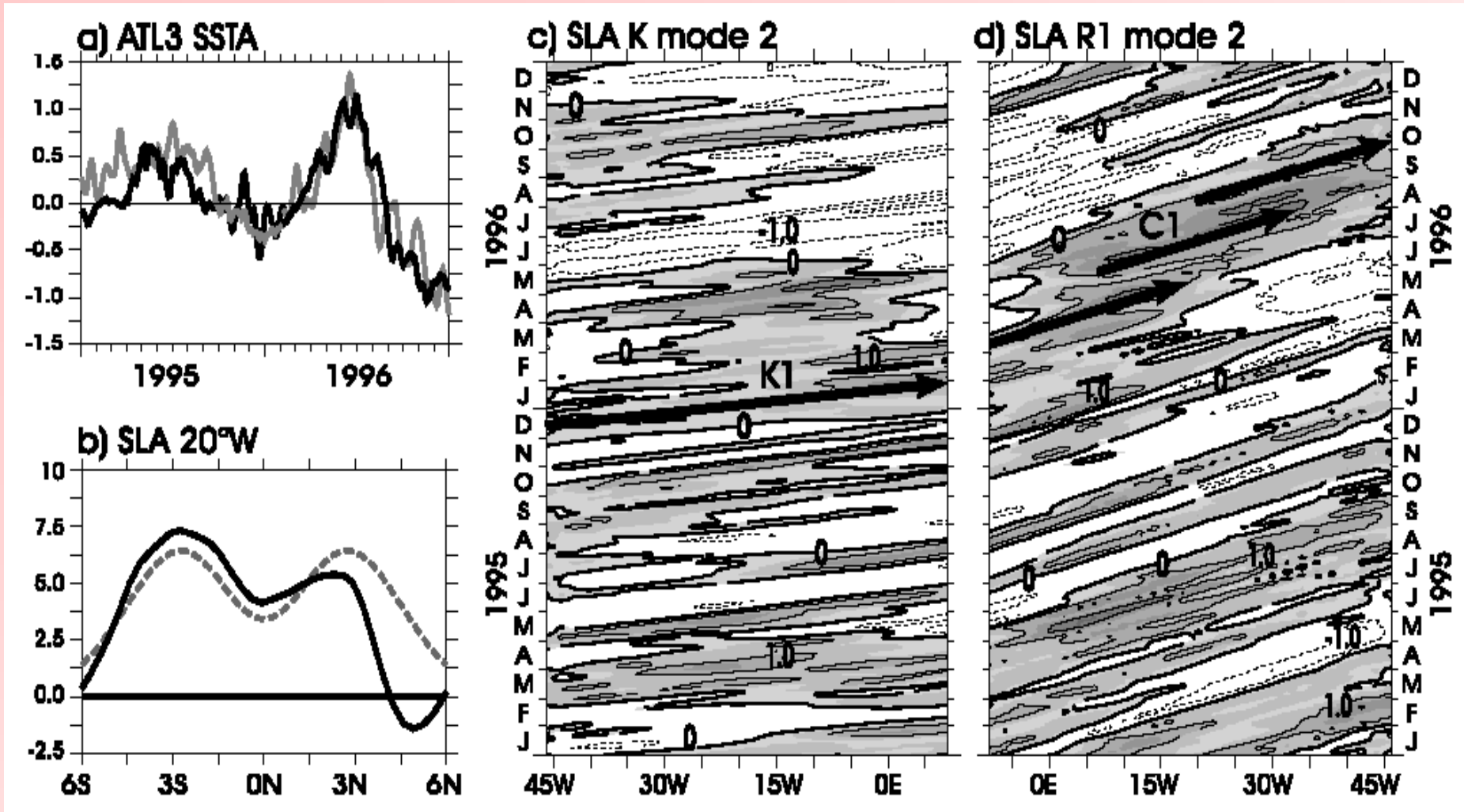
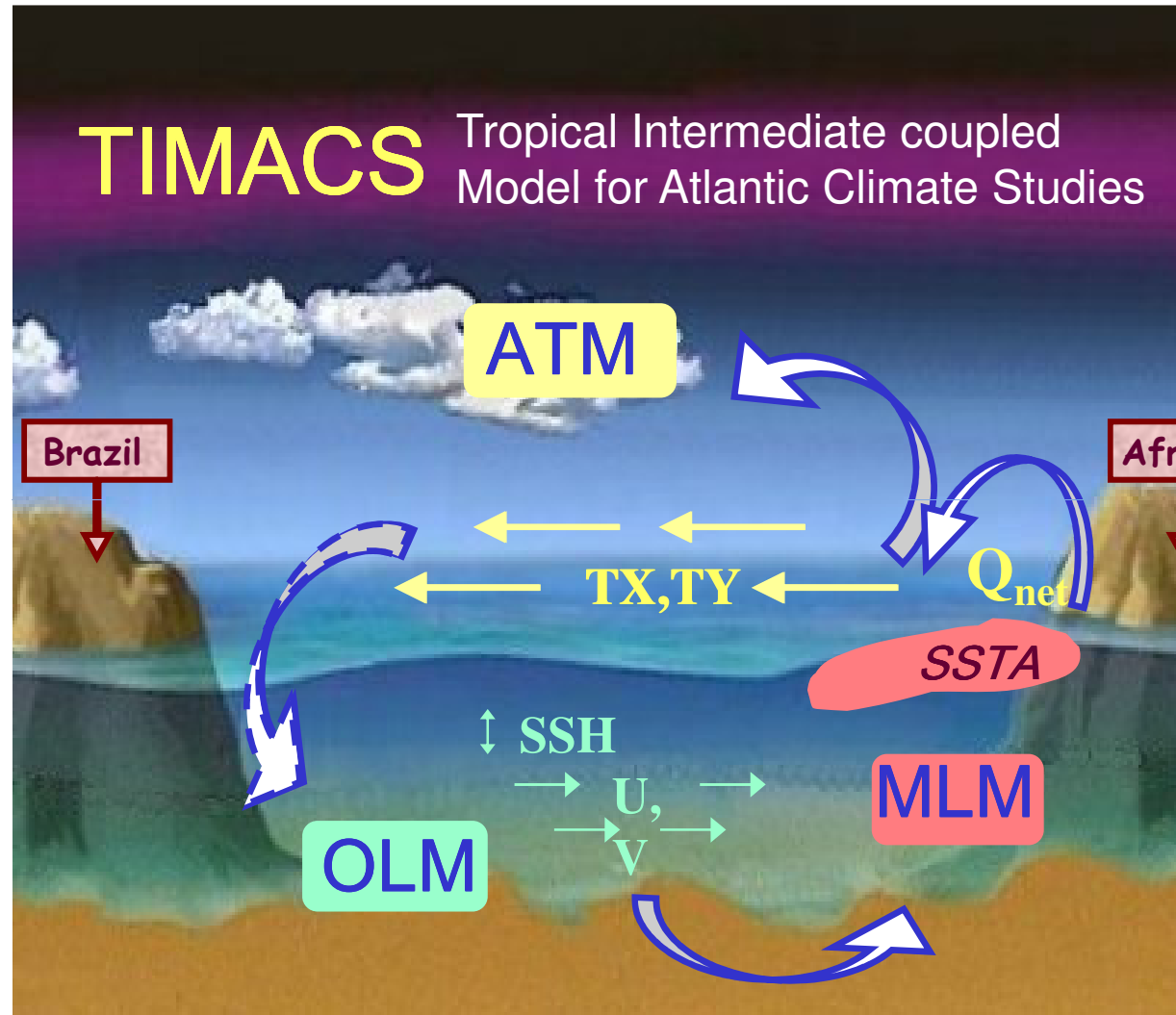


Figure 2. (a) OLM (Reynolds) ATL3 index in black (grey) line. Unit is C. (b) June 1996 T/P+ERS meridional section at 20W in plain black. Least mean square fit to the theoretical 2nd baroclinic-mode R1 mode structure in dashed grey. Unit is cm. (c) Hovmuller of simulated K contribution to SLA for the 2nd baroclinic mode at 0N. (d) Hovmuller of simulated R1 contribution to SLA for the 2nd baroclinic mode at 3N. R1 is displayed reverse from 46W to 8E. CI is 1 cm. Positive values are shaded.

TIMACS

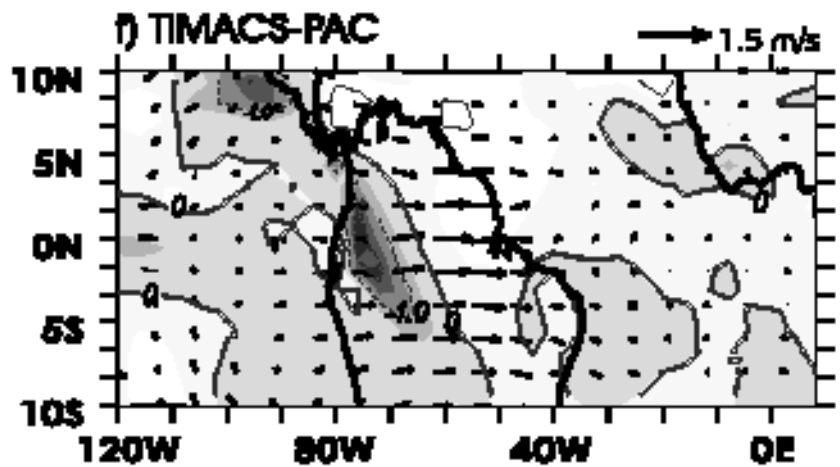
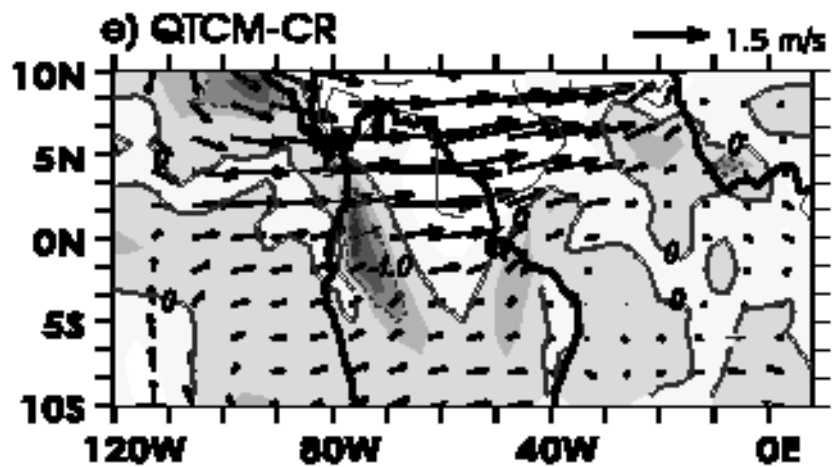
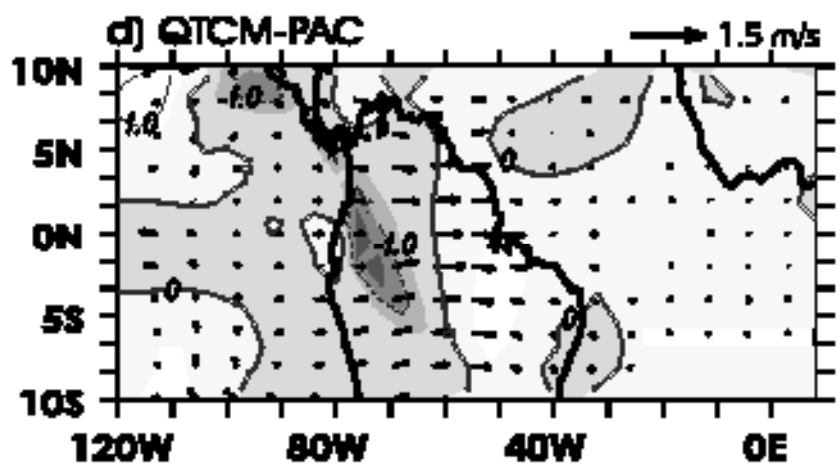
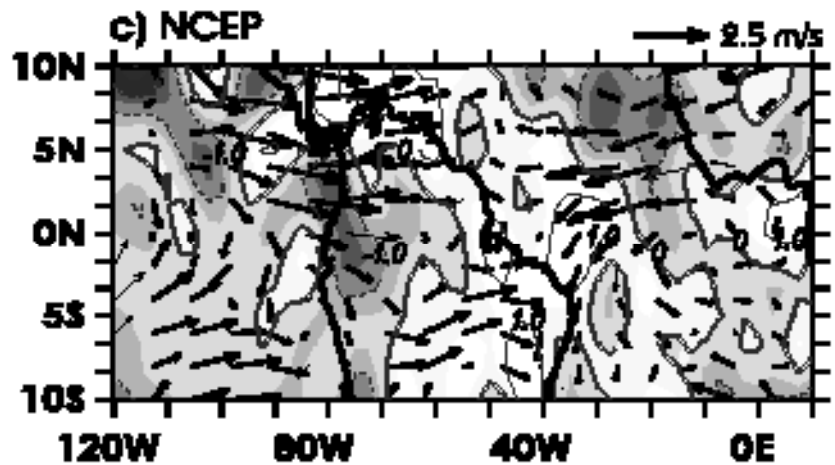
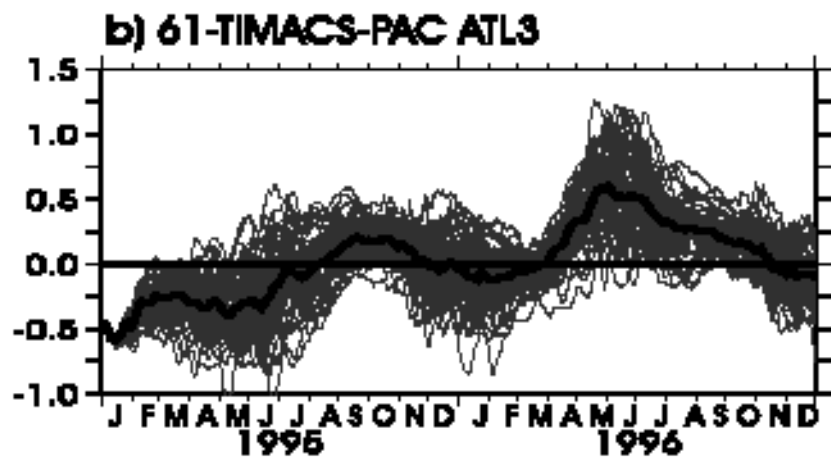
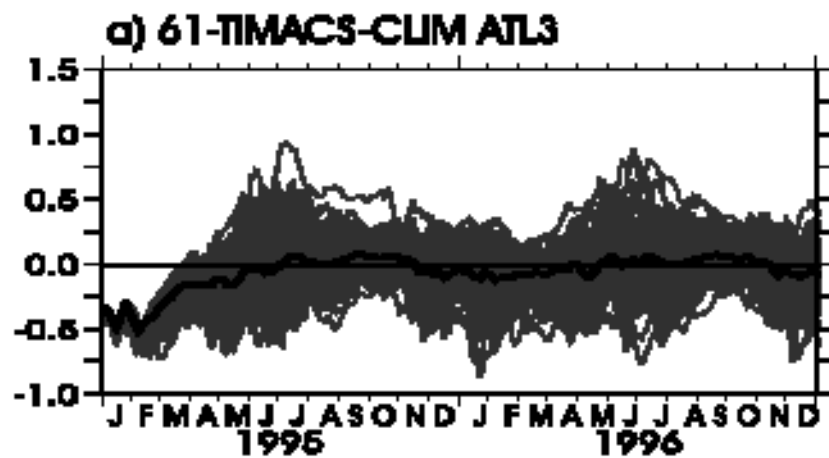
Tropical Intermediate coupled
Model for Atlantic Climate Studies



ATM - atmospheric component is the global Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model (QTCM) [Neelin and Zeng, 2000].

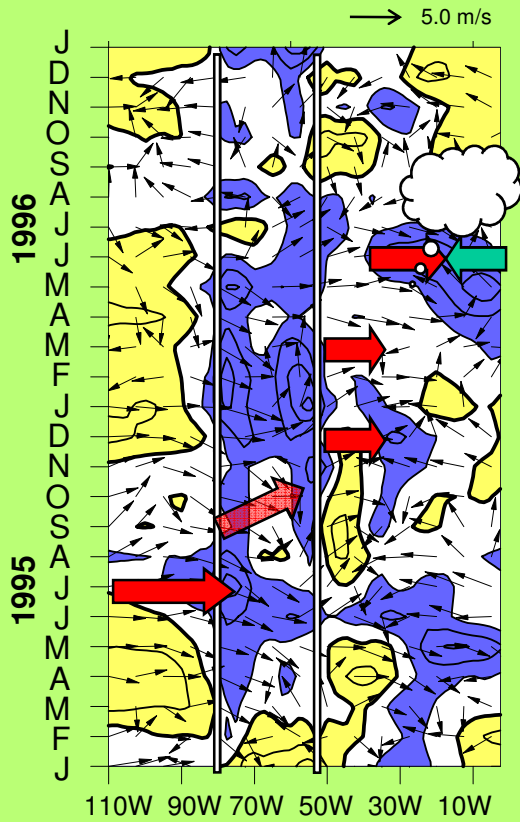
MLM - mixed layer model similar to Zebiak [1993]

OLM - the Equatorial Atlantic 6 baroclinic mode Ocean Linear Model developed by Illig et al. [2004],

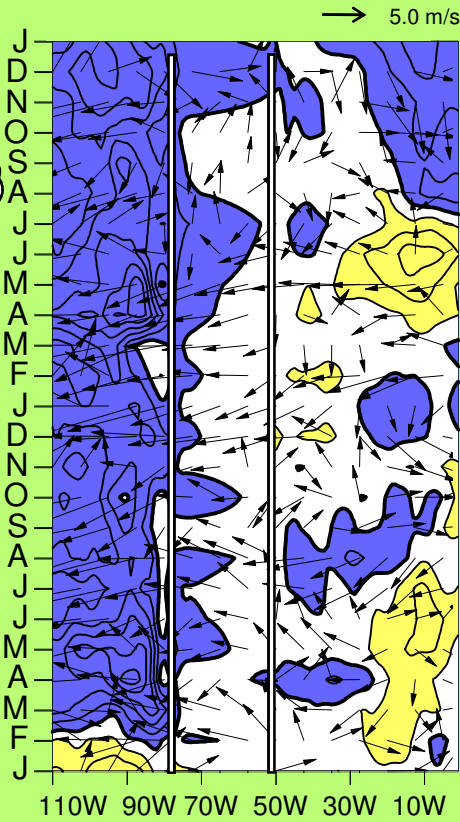


Atlantic Niño 1996

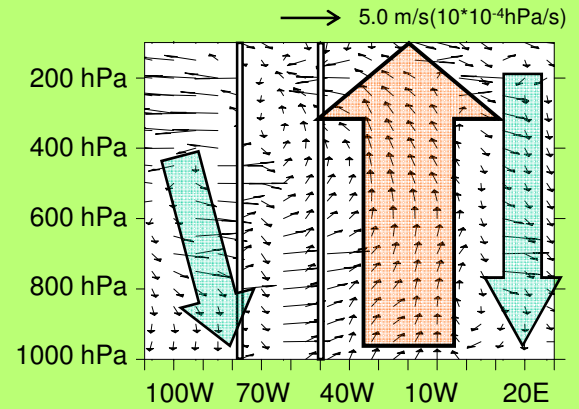
OLR, wind 850



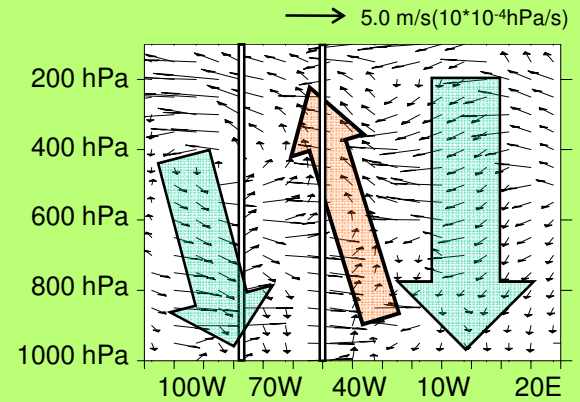
SST, wind 200



Jun. 1996



Jan. 1996



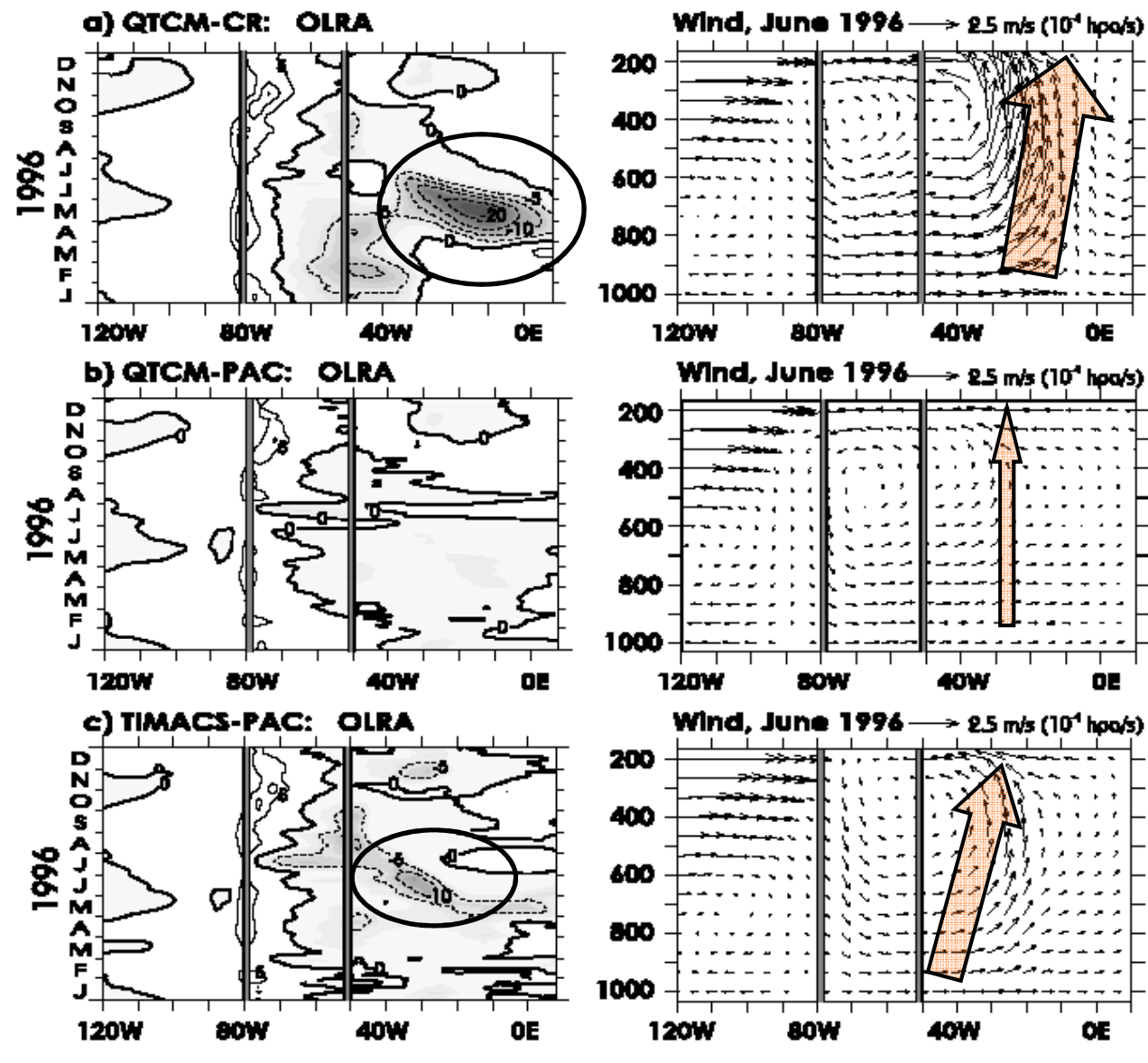


Figure 4. (left) Hovmuller of OLRA. CI is 5 W/m². (right) Mean June 1996 zonal-vertical circulation cross section (scale in the top right corner). The sections are averaged between 1S-N. The vertical bars represent the eastern and western boundary positions of the American continent.

moisture perturbation equations as:

$$D_T' = \hat{Q}'_c + F_{rad}' + H' \quad (3.1)$$

$$-D_q' = \hat{Q}'_q + E', \quad (2)$$

where D_T and $-D_q$ are the horizontal divergences of the vertically-integrated dry static energy and moisture transports by the dynamics. The signs are chosen because the two tend to cancel on the tropical average. Using $\langle \rangle$ to denote the averages over the whole tropical band, we define $F_T' \equiv \langle D_T' \rangle$ and $F_q' \equiv \langle D_q' \rangle$, where F_T' and F_q' are the anomalous dry static energy and moisture fluxes across the boundaries (25S-25N) between the tropics and mid-latitudes, respectively. Positive values of F_T' imply an export of energy out of the tropics, while for F_q' , export of moisture out of the tropics corresponds to negative values. The anomalous moist static energy transport from the tropics, given by $F_T' - F_q'$, is usually less than the individual terms. The atmospheric column radiative heating rate is denoted as F_{rad} . The surface sensible and latent heat fluxes are H and E . The column-averaged convective heating and moisture sink are \hat{Q}_c and \hat{Q}_q , respectively, and they satisfy

$$-\hat{Q}_q = \hat{Q}_c = P \quad (3)$$

In (5), \hat{T}' represents the tropospheric temperature anomalies and T_s and q_a are sea surface temperature and near-surface air moisture (in units of K). The constants ϵ_T and ϵ_{T_s} are proportionality coefficients for the atmospheric radiative heating rate dependence on temperature and SST anomalies, with $\epsilon_T \approx 6 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ and $\epsilon_{T_s} \approx 6 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$. We use $\epsilon_H = \rho_a C_H V_s$, where ρ_a is surface air density and C_H is the drag coefficient. The surface wind speed is denoted as V_s . For a tropical mean wind speed of 5 m s^{-1} , the value of ϵ_H is about $5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$. The surface saturation moisture q_{sat} is a function of SST, with the dependence of $\gamma = \left(\frac{dq_{\text{sat}}}{dT} \right)_{T_s}$. Because the value of γ is nearly constant in the normal range of observed SST variations, we use $\gamma \approx 3 \text{ K K}^{-1}$, corresponding to an SST of 300 K.