

Анализ энергетических факторов, определяющих низкочастотные колебания планетарного масштаба

Существует детерминированная связь мгновенных тепловых потоков, выражающаяся системой уравнений энергии – балансов тепла (БТ), выполняющихся в природе в любой фиксированный момент времени. Современные технологии производства и усвоения наблюдений содержат предпосылки замыкания БТ для мгновенных тепловых потоков. Это открывает возможность исследования колебаний БТ системы океан-атмосфера-суша от суточного, синоптического, сезонного до межгодового и декадного масштаба на основе мгновенных потоков тепла и решать вопрос о причинах низкочастотных колебаний без гипотез, путем прямого мониторинга на основе эмпирической модели потоков тепла.

Эмпирическая модель потоков тепла

Под эмпирической моделью потоков тепла в системе океан-атмосфера-суша мы понимаем оценки мгновенных тепловых потоков без применения параметризации (здесь рассматривается только полушарный или глобальный масштабы), полученных по данным оперативных объективных анализов или реанализов при условии их соответствия следующим балансовым соотношениям.

1. Балансу водяного пара в тропосфере – $\Delta Q = E - P - \text{div}(vq)$, где P , E , $\text{div}(vq)$, ΔQ – осадки, испарение, поток водяного пара через внешнюю границу, изменение количества водяного пара в атмосфере соответственно.

2. Водному балансу суши – $\Delta W = P - E - N = -\Delta Q - \text{div}(vq) - N = c_p \Delta T - c_w \Delta T_w - c_s \Delta T_s - R_\infty - N$, для средних годовых значений (точнее, при $\Delta(\) = 0$) $N = -\text{div}(vq) = -R_\infty$, где N , R_∞ , ΔW , $c_w \Delta T_w$, $c_s \Delta T_s$, $c_p \Delta T$, T_s – сток, радиационный баланс (РБ) на верхней границе атмосферы, изменение количества воды в почве и на поверхности, изменение теплосодержания воды на поверхности, деятельного слоя суши, атмосферы, температура деятельного слоя суши соответственно.

3. Балансу массы – $\frac{g}{S} \frac{\partial}{\partial t} \int \rho d\tau = \frac{g}{S} \int \text{div}(v\rho) d\tau$, где g – ускорение силы тяжести, S – поверхность, t – время, ρ – плотность, τ – объем.

Существующие попытки использовать уравнение тенденции в четырехмерном анализе для определения дивергенции на разных высотах как остаточного члена не решают вопроса, т. к. основаны на расчетных данных об изменении давления на высотах и вертикальном потоке массы и оставляют поле ветра без изменения. В то же время интегральная дивергенция в толще атмосферы имеет принципиальное значение для балансов, и для земной поверхности существует обширная информация об изменении давления, а его величина зависит только от дивергенции во всей толще атмосферы. Это создает возможность для корректировки дивергенции методом итераций по вертикали в каждом узле и одновременно по горизонтали с помощью баланса дивергенции и вихря скорости.

4. Балансу дивергенции и вихря – $D^2 = l\Omega' - u' \frac{\partial l}{\partial y} + 2 \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - 2 \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} - \dot{D}$, где D – горизонтальная дивергенция; u , v – составляющие ветра по осям x , y ; Ω' , u' – вертикальная слагающая агеострофического вихря и отклонение скорости от геострофического, l – параметр Кориолиса, точка сверху – знак полной производной. Порядки величин членов в уравнении дивергенции в канонической форме $\dot{D} + \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + 2 \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} - l\Omega + u \frac{\partial l}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)$ позволяют использовать его для

оценки лишь вихря скорости. Вводя обозначения $v=v'+v_g$, $u=u'+u_g$, где индексы g и $'$ означают геострофическое значение и отклонения от него, дифференцируя выражения для составляющих геострофического ветра в слагающем, содержащем геострофический вихрь, и используя равенство $\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 = D^2 - 2\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial y}$, получим уравнение

дивергенции в приведенном выше виде. Порядки величин квадрата дивергенции и первых четырех членов справа составляют 10^{-10} с^{-1} , последний член – 10^{-11} с^{-2} , что позволяют использовать эту форму уравнения дивергенции для оценки баланса вихря и дивергенции.

5. БТ атмосферы – $Ra=c_p\Delta T-(P+F)$.

6. БТ деятельного слоя подстилающей поверхности – $R_S=c_w\Delta Tw+E+F$.

7. БТ системы океан-атмосфера-суша – $R_\infty=Ia+F_S+P+F-c_p\Delta T$.

Ra , R_S , Ia , F – РБ атмосферы, РБ поверхности, солнечная радиация поглощенная атмосферой, турбулентный поток явного тепла соответственно.

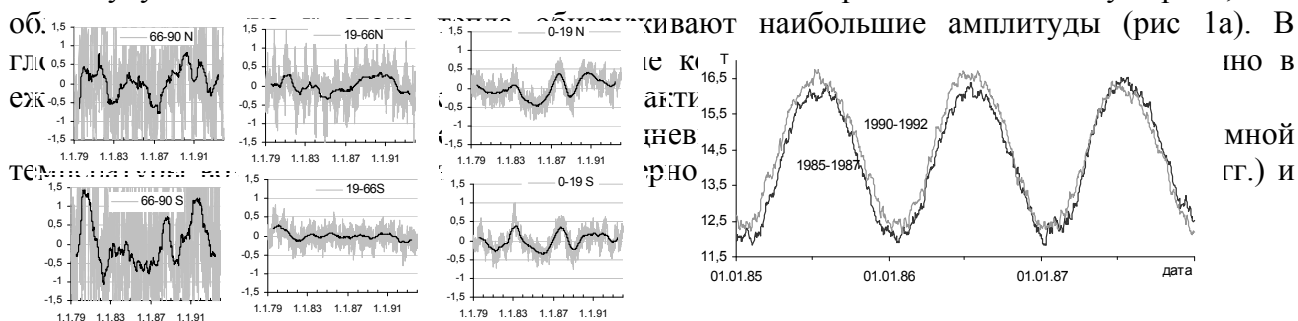
Замыкания мгновенных потоков тепла необходимо добиваться, по меньшей мере, в четырехмерном анализе, в начальных данных. В данных Первого глобального эксперимента по Программе исследования глобальных атмосферных процессов, в результатах АМIP и глобальных прогностических моделей, в объективных анализах указанные балансы не замыкаются. Это, как показано ранее, приводит к большим искажениям оценок баланса влаги и даже климатического годового цикла испарения, РБ атмосферы и РБ на верхней границе атмосферы. В климатических моделях водного баланса над сушей не отмечается равенства друг другу годового стока, результирующего потока водяного пара на материк и РБ на верхней границе атмосферы над сушей. Рассогласования баланса массы, баланса вихря и дивергенции в объективных анализах достигают нескольких порядков.

Расчет осадков и испарения на основе дивергенции водяного пара, сопоставление с данными по осадкам и с потоками тепла в океане (по Левитусу до 400 м) подтвердили эффективность избранного метода. Это позволило оценить согласованный годовой цикл всех радиационных и нерадационных тепловых потоков на северном полушарии (СП), а также оценить вклад различных тепловых потоков в низкочастотную изменчивость в СП и некоторых глобальных параметров. Изменения солнечной постоянной не превышают 4 промилле, и колебания тепловых потоков зависят только от свойств системы океан-атмосфера-суша, вызывающих изменения в распределении солнечного тепла между различными потоками. Среди этих факторов рассмотрены роль парникового эффекта, орографии, распределения суши и моря, теплообмена суша-море, циркуляции атмосферы и океана (ЦАО, ЦА, ЦО). Полученные результаты показывают также необходимость включения условия выполнения вышеуказанных балансов в процедуру четырехмерного анализа, инициализации.

Генезис низкочастотных колебаний тепловых потоков в системе океан-атмосфера-суша

Под низкочастотными колебаниями здесь мы подразумеваем временные колебания (годовой цикл, сезонные и межгодовые) тепловых потоков водного и теплового балансов тропосферы для географических объектов масштаба полушария или глобального масштаба, а также изменения тепловых потоков в пространстве того же масштаба.

Установлено, что амплитуда низкочастотных колебаний приземной температуры пояса 0-19° широты превышает амплитуду высокочастотных колебаний в этом же поясе и амплитуду низкочастотных колебаний в поясе 19-66° широты в обоих полушариях, т.е.



глобальные температуры с суточным разрешением (1985-1987 гг. и 1990-1992 гг.). а – температура в широтных зонах; б – ежедневные глобальные температуры.

Вклады различных географических объектов в средние температуры полушарий и глобальную температуру приведены на рис. 2.

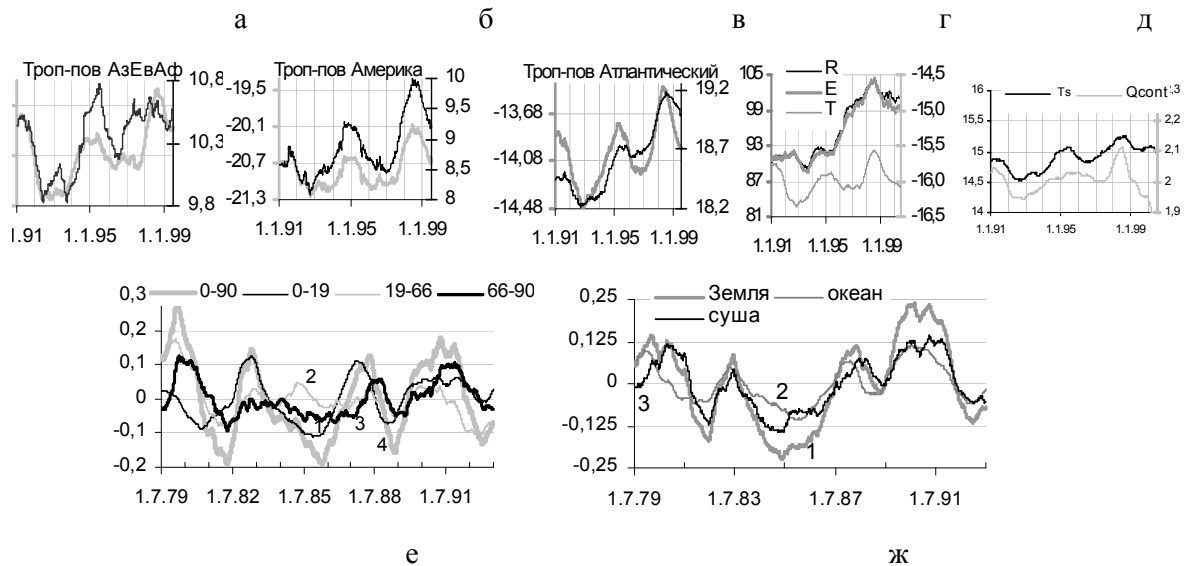


Рис. 2. Межгодовая изменчивость температуры воздуха и компонентов водного баланса тропосферы северного полушария. Температура тропосферы и приземная – а - на континентах СП кроме Америки, б - в С. Америке, в - в Атлантике; г - осадки (R), испарение (E), температура (T) на СП; д - приземная температура и осадочная вода над континентами; е –

вклады широтных зон в приземную температуру ЮП; ж - вклады океана (2) и суши (3) в глобальную приземную температуру. Все величины - 365-дневные скользящие средние значения.

Как видим (рис. 2е), межгодовая изменчивость T_S южного полушария (ЮП) определяется не связанными друг с другом процессами экваториального пояса и Антарктиды. Обширная промежуточная зона между ними обнаруживает гораздо менее значимые колебания. Тренд температуры в СП (рис. 2а,б,в) связан с вкладом С. Америки, Атлантики, Индийского океана (30% площади СП) и отсутствует на других материках СП и в Тихом океане. Что же касается глобальной температуры (рис 2ж), то вклады океана и суши практически одинаковы, но в океане изменения наступают в среднем на 4 месяца раньше. Наибольшая связь низкочастотной изменчивости температуры атмосферы СП отмечается с компонентами водного баланса (см. рис. 2б,в,г).

Вклад парникового эффекта. Земная поверхность поглощает и излучает на всех длинах волн близко к черному телу. Но в космос теряется только часть этого излучения в окнах прозрачности атмосферы, практически в одном – 8-12 мкм. На рис. 3 приведено спектральное распределение энергии излучения при средней глобальной температуре поверхности Земли 15°C . Границы окна прозрачности помечены кружками.

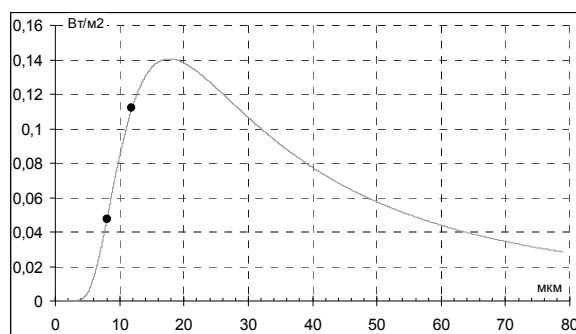


Рис. 3. Спектральное распределение энергии излучения черного тела при температуре 15⁰С.

Вне этого окна встречное излучение атмосферы компенсирует излучение поверхности. Поэтому парниковый эффект определяется двумя параметрами – *затратами солнечной энергии* на длинноволновое излучение поверхности (определяющееся физическими параметрами сред) и окном прозрачности атмосферы (его шириной и степенью прозрачности, определяющимися парниковыми газами). На длинноволновое излучение (т.е. на эффективное излучение) расходуется 63 Вт/м² от поглощенной за год солнечной радиации. При существующих альбедо Земли и свойствах поверхности температура поверхности всегда равна (при полной прозрачности окна) или выше (при частичной его прозрачности) той температуры, при которой излучение черного тела в спектральном интервале 8-12 мкм составит 63 Вт/м², а излучение земной поверхности в окне прозрачности при наблюдаемой среднегодовой температуре 15⁰С должно быть больше 63 Вт м⁻². Расчет по формуле Планка излучения черного тела в окне прозрачности (8-12 мкм), обеспечивающего излучение 63 Вт/м² при различной прозрачности окна либо его спектральной ширине при постоянной прозрачности, приведен в таблице.

Изменение температуры поверхности при постоянном эффективном излучении 63 Вт/м² в зависимости от уменьшения пропускания в окне прозрачности 8-12 мкм либо от уменьшения ширины окна с центром на 10 мкм

Эф. излуч. Вт/м ²	Окно 8-12 мкм		Излуч. пов. в 8-12 мкм Вт/м ²	Темпер. пов.		Окно с центром 10 мкм и погл. 0.36	
	пропус.	поглощ		⁰ К	⁰ С	шир. окна мкм	излуч. пов в окне Вт/м ²
63	1	0	63	264.7	-8.41	6,702	98,7
63	0.64	0.36	98.7	288.12	15	4	98.7
63	0.5	0.5	126	302.6	29.5	3.08	98.7
63	0.25	0.75	252	352.3	79.2	1.542	98.7
63	0.15	0.85	420	400	127	0.9362	98.7
63	0.03	0.97	2105	673.12	400	0.197	98.7

При постоянном альбедо эффективное излучение, осадки, испарение не зависят от парникового эффекта (ПЭ). Обратные связи ПЭ проявляются в изменениях фазового состояния воды на земной поверхности и во второстепенном эффекте, связанном с долей твердых осадков, приводящем к изменению удельных затрат на испарение и следовательно слоя испарения и осадков при неизменных затратах тепла на испарение. Просматриваемые в исследуемый период колебания ПЭ от синоптического до регионального масштаба связаны с колебаниями водяного пара, обусловленными рельефом и ЦАО. Так, при сходстве летних радиационных режимов приземная температура (T_s) на высоких станциях Гренландии больше на 12-15⁰С, чем на высоких станциях Антарктиды, в Ледовитом океане на 10-13⁰С больше, чем на высоких станциях Гренландии, в Тибете на 12⁰С выше, чем в Ледовитом

океане. В то же время встречное излучение (U_a) на высоких станциях Гренландии на ~ 50 Вт м^{-2} больше, чем на станциях Антарктиды равной высоты, в Ледовитом океане - на ~ 50 Вт м^{-2} больше, чем на высоких станциях Гренландии, в Тибете U_a на ~ 50 Вт м^{-2} больше, чем в Ледовитом океане. Различия U_a и T_s находятся в соответствии с количеством пара в атмосфере этих зон, которое изменяется весьма значительно под воздействием ЦАО. Антарктида окружена широким однородным холодным океаническим течением и устойчивым зональным переносом в тропосфере, существенно снижающими перенос пара в Антарктиду. Арктический бассейн испытывает воздействие теплых течений Атлантического и Тихого океанов, мощных меридиональных нарушений зонального переноса в тропосфере. Влияние ЦАО над Гренландией и Ледовитым океаном достаточно сходно, но большая высота приводит к снижению осаждаемой воды над Гренландией. Тибет находится под воздействием муссонных воздушных масс, имеющих наибольшую влажность.

ПЭ имеет и синоптическую реальность. Примером является радиационное выхолаживание вследствие уменьшения ПЭ с образованием инверсии в пограничном слое, когда температура выше инверсии не изменяется приземным выхолаживанием. Образцы этого дают зимние инверсии в Антарктиде (24° на 500 м) и Гренландии (10° на 300 м). Северо-западные вторжения зимой в Москве приводят к понижениям температуры до -20°C , а северо-восточные до -30°C из-за меньшего количества водяного пара. При увеличении ПЭ нагревание атмосферы, распространяющееся конвекцией на больший слой, не проявляется в стратификации столь очевидно. Однако низкочастотные колебания температуры тропосферы и приземного воздуха в последние десятилетия обнаруживают связь скорее с колебаниями осадков (как это отмечается в СП, рис. 2) или потоков тепла в океане (Эль-Ниньо и Южное колебание рис. 6-8).

Вклад распределения суши и моря, рельефа, ЦАО. На приведенном ниже рис. 4 показан ход ежедневной приземной температуры воздуха в поясе $0-19^{\circ}$ с.ш. над сушей и морем за 3.5 года. Температуры воздуха над сушей (кривая 1) и морем (кривая 2) приведены по левой шкале, а дополнительно по правой шкале повторена температура над морем в увеличенном масштабе (кривая 3). Рисунок показывает, что отличия над морем состоят в уменьшении амплитуды, но не в затухании реакции океана на приток солнечной радиации. Температуры над морем соответствуют условию теплового равновесия в той же мере, что и над сушей. Однако, не говоря о сезонных влияниях и широтной неравномерности распределения суши и моря, различаются даже среднегодовые температуры воздуха над океанами и континентами под одинаковыми широтами. Так, разности среднегодовых приземных температур воздуха (океан минус суша) под $0-19^{\circ}$, $19-36^{\circ}$, $36-66^{\circ}$ широты составляют соответственно в СП -1.38 , 1.16 , 7.92°C , а в ЮП -1.84 , 1.31 , 5.1°C . В годовом цикле при переходах от минимальных к максимальным температурам поток солнечной радиации возрастает в расчете на 1 градус в ЮП, СП, океанах СП, континентах СП, глобально на 43, 14, 21, 9,-5 Вт м^{-2} . Поэтому океаны и континенты, полушария, при наличии состояния близкого к тепловому равновесию с притоком тепла от Солнца, не находятся в тепловом равновесии друг с другом. Связанный с этим теплообмен зависит от ЦАО, от рельефа, распределения суши и моря и является, по-видимому, основным источником как высокочастотных, так и низкочастотных колебаний потоков тепла в последние десятилетия. Рассмотрим кратко влияние этих факторов на колебания теплообмена.

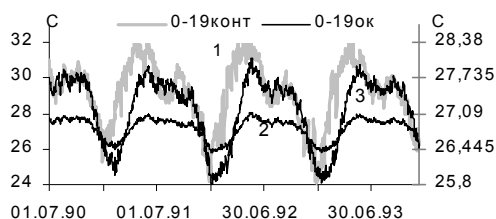


Рис. 4. Приземная температура воздуха в поясе $0-19^{\circ}$ с.ш., 12 МСВ. 01.июля.90 – 31.декабря.93. Ежедневная температура воздуха над сушей (1) и морем (2) нанесены по

левой шкале; температура воздуха над морем (3) в увеличенном масштабе нанесена по правой шкале.

Вклад циркуляции атмосферы и океана. Главный механизм воздействия (ЦА) на энергетику связан не со скоростью ветра или его направлением, а с формированием материальных поверхностей разделов и изменением угла их наклона (α). Величина α определяет свойства раздела (активный фронт, инверсия в пограничном слое атмосферы, тропопауза и др.) и характер воздействия раздела на тепловые потоки. Так, оптимальным для конвергенции, независимо от широты, оказывается узкий интервал наклонов около 0.05-0.08. Изменения же наклона поверхности раздела во времени или в пространстве зависят от изменения контраста виртуальной температуры (ΔT), сдвига ветра (Δu) и параметра Кориолиса (l). Поэтому при сохранении оптимального для конвергенции наклона поверхности и смещении ее к экватору требуется тем меньший ΔT , чем меньше l . В зимнее время при больших ΔT и малых l фронт при быстром смещении к экватору выполаживается, диссипирует, превращается в инверсию (рис. 5а,г). В летнее время ΔT успевает уменьшаться, и в низких широтах разделы сохраняют оптимальный наклон (рис. 5б,в). Влияние на тепловые потоки - вертикальный перенос, долю затрат на испарение, осадки, поток тепла в океан и др. - определяет контраст плотности на поверхности раздела, особенности ее положения. Это свойство циркуляции, как показано ниже, играет важную роль в генерации колебаний потоков тепла также и в зоне Эль-Ниньо.

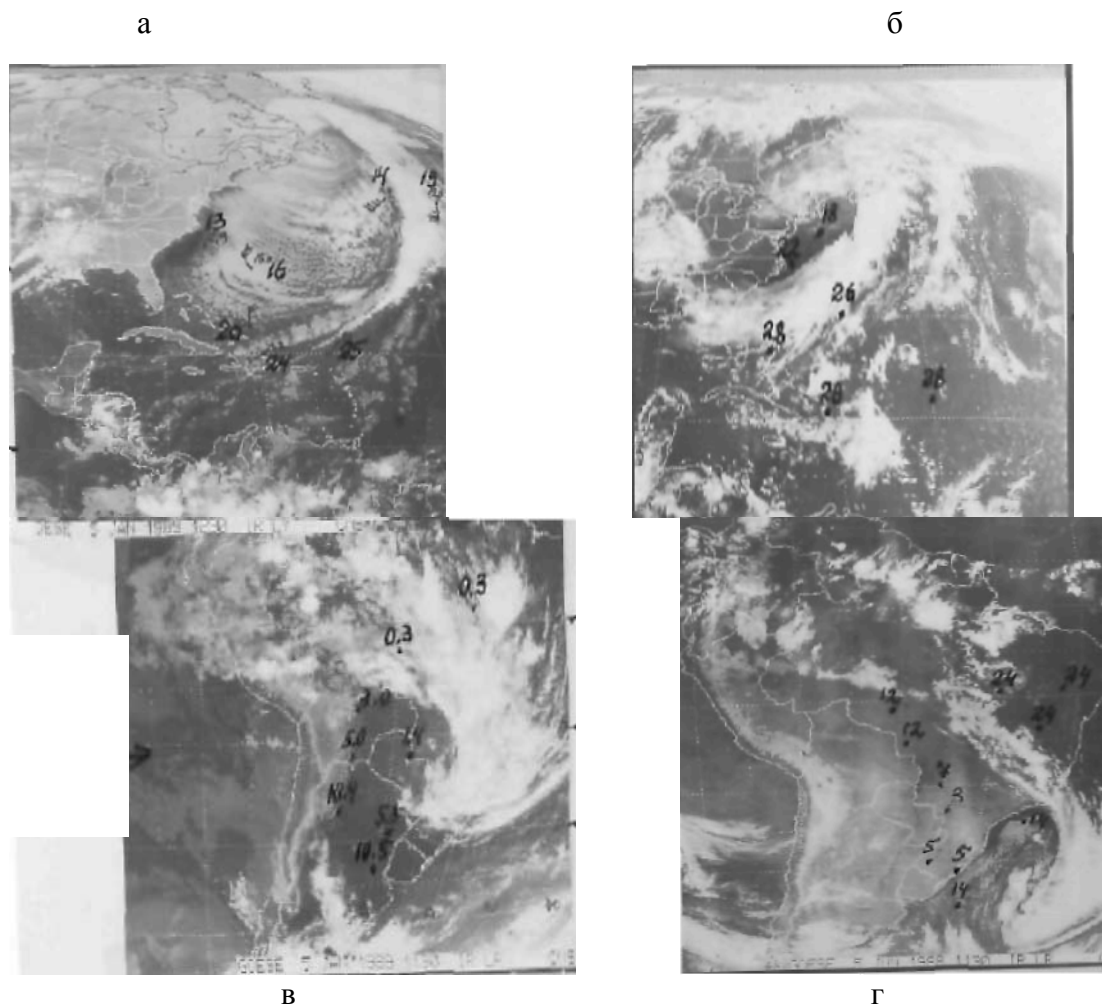


Рис. 5. Синхронные спутниковые фотографии фронтов в СП и ЮП в центральные дни сезонов. а, в – 5 января 1989 г.; б, г – 30 июня и 2 июля 1989 г. Цифрами проставлена приземная температура воздуха (а, б, г) или точка росы (в).

Существует резкий контраст между влажным экваториальным климатом восточнее Анд и засушливым климатом западнее Анд - на побережье и востоке Тихого океана. Сходные различия существуют между южной Африкой и восточной Атлантикой. Столь же резко различаются и нерадиационные тепловые потоки в этих областях. Восточнее Анд и над Африкой наиболее значимыми являются осадки и испарение, западнее их – поток тепла в океан. Рассмотрим вклад ЦАО в эти процессы.

На востоке Тихого и Атлантического океанов меридиональные орографические препятствия образуют барьер водной и частично воздушной среды. Это приводит к подъему холодных вод и распространению их на восток океанов (рис. 6в). Даже на экваторе может отмечаться температура воды 16-18⁰С. Поэтому фронты при смещении к экватору сохраняют большие контрасты плотности и превращаются в низкую горизонтальную инверсию. В нижних слоях атмосферы под инверсией возникает устойчивый холодный поток к экватору, блокированный Андами от смещения на восток (рис. 6б). При этом температура воздуха остается ниже температуры воды до самого экватора и над всей акваторией холодной воды. Холодные фронты с мощной облачной системой приближаются и пересекают южную оконечность Африки и Ю. Америки, но не смещаются вдоль побережья, не пересекают их западное побережье севернее 30° ю.ш., а в тропических и субтропических широтах отмечаются не ближе 3-6 тыс. км от побережий (рис. 6а,г,д). В этом крайнем положении облачность фронтов выявляется при осреднении даже по небольшому отрезку времени и в Тихом океане была названа южно-тихоокеанской зоной конвергенции (ЮТЗК).

Однако при осреднении положение ЮТЗК обусловлено локализацией зоны диссипации (рис. 6г,д). Меридиональный горный барьер предопределяет локализацию холодного вторжения, постоянство и малую изменчивость основных параметров в пространстве и времени. В высоких широтах Тихого океана и западной Атлантики существуют большие различия между холодной и теплой воздушными массами на фронтах. По мере смещения на северо-восток в тылу фронтов холодный воздух прогревается. Со стороны же теплой воздушной массы в нижней тропосфере на востоке океанов фронт продвигается навстречу все более прохладному пассату (рис. 6в) и все более низкой инверсии, так что теплая воздушная масса перед фронтом занимает все более узкую полосу. Наступает момент, когда виртуальные температуры холодного воздуха за фронтом и нижнетропосферного потока со стороны теплой воздушной массы выравниваются, а теплая воздушная масса вытесняется из нижних слоев. В этот момент фронтальная ложбина начинает быстро заполняться, подъем воздуха из придонного слоя прекращается. Слабая фронтальная ложбина сохраняется лишь на высотах (рис 6г,д).

Список литературы

1. Berlage H.P.,:1965. The .southern oscillation and world weather. Mededel. Verhandel., 88, p. 152,
2. Climate system monitoring monthly bulletin. N7, December 1984
3. Fleming R.J., 1984: The tropical ocean and global atmosphere program.. TOGA Project Office, NOAA. p. 29.
4. Marine atlas of the Pacific coastal waters of South America. •Univ. Calif, Press. 1970

