

Момент импульса атмосферы

Н.С.Сидоренков, К.Бизуар, Л.В.Зотов, Д.Салстейн

Атмосфера, удерживаемая силой притяжения Земли, вращается относительно земной поверхности. Физической характеристикой этого движения служит момент импульса атмосферы; его анализ дает возможность составить представление о кинематике циркуляции воздуха и протекающих в нем процессах.

Модель

Воздушные массы движутся вдоль земной поверхности, которая имеет сферическую форму с кривизной, равной радиусу Земли R . На малых масштабах ($l \ll R$) кривизной земной поверхности можно пренебречь, движение масс рассматривать как плоскопараллельное; для его описания достаточно использовать закон сохранения импульса. На масштабах, соизмеримых с радиусом Земли ($l \approx R$), в анализе надо учитывать еще и закон сохранения момента импульса. Если же масштаб увеличивается до полного оборота вокруг земной поверхности ($l \geq 2\pi R$), то движения атмосферы становятся вращательными и тогда содержательным остается только закон сохранения момента импульса. Импульс же всей атмосферы равен нулю, так как ее центр масс совпадает с центром масс Земли и поступательное движение атмосферы отсутствует.

Момент импульса имеет важное свойство аддитивности, которое означает, что величина момента импульса всей системы равна сумме значений для каждой из ее частей в отдельности. Момент импульса замкнутой системы постоянен; он не может возникнуть или уничтожиться, а способен лишь перераспределяться между отдельными частями.

Атмосфера обращается как твердое тело вместе с Землей и, кроме того, самостоятельно вращается вокруг земной поверхности. Поэтому ее абсолютный момент импульса \mathbf{H} оказывается суммой двух слагаемых: $\mathbf{H} = \mathbf{I}\boldsymbol{\Omega} + \mathbf{h}$, где \mathbf{I} — оператор, соответствующий тензору инерции атмосферы, $\boldsymbol{\Omega}$ — вектор угловой скорости вращения Земли. Первое слагае-

мое есть переносной момент импульса атмосферы, возникающий из-за твердотельного вращения атмосферы вместе с Землей со скоростью $\boldsymbol{\Omega}$. Второе слагаемое характеризует движения воздуха относительно неподвижной земной поверхности, т.е. ветер, поэтому \mathbf{h} называют моментом импульса ветров. Изменения абсолютного момента импульса атмосферы возникают, во-первых, из-за вариаций компонентов тензора инерции атмосферы (в результате перераспределения воздушных и водных масс) и, во-вторых, из-за колебаний компонентов момента импульса ветров. В книгах [1, 2] показано, что вклад последнего фактора в изменения момента импульса Земли в несколько раз превышает вклад первого. Соответственно, в дальнейшем мы сосредоточимся на вариациях момента импульса ветров.

Будем пользоваться земной системой координат (TRF) с началом в центре масс Земли и осями, направленными следующим образом: одна — к полюсу мира вдоль оси вращения Земли, две другие, лежащие в плоскости экватора, — к меридианам Гринвича (0°) и 90° в.д. В выбранной системе TRF компоненты момента импульса ветров в явном виде записываются так:

$$h_1 = \int_A R(u_\varphi \sin \lambda - u_\lambda \sin \varphi \cos \lambda) \rho dV,$$

$$h_2 = -\int_A R(u_\varphi \cos \lambda + u_\lambda \sin \varphi \sin \lambda) \rho dV,$$

$$h_3 = -\int_A R u_\lambda \cos \varphi \rho dV.$$

Здесь φ — географическая широта; λ — восточная долгота; R — геоцентрический радиус; u_φ , u_λ — компоненты скорости соответственно южного и западного ветров, ρ — плотность воздуха, dV — элементарный объем; интегрирование ведется по всему объему атмосферы A . Движение атмосферы относительно оси вращения Земли характеризуется компонентом h_3 , а по отношению к двум осям из экваториальной плоскости — компонентами h_1 и h_2 .

В 1999 г. в США завершились грандиозные по объему и стоимости работы по повторному анализу метеорологических наблюдений начиная

с 1948 г. При этом привлекались не только данные, которые ранее использовались в оперативном анализе в реальном времени, но и все наблюдения на поверхности суши, кораблях, самолетах, спутниках, а также результаты радиозондирований и шаропилотных измерений, которые по тем или иным причинам не попали в обработку. В результате за каждый срок наблюдений получены однородные объективные поля ветра на всех стандартных изобарических поверхностях атмосферы (1000, 925, 850 гПа и т.д. вплоть до 10 гПа, т.е. примерно до 31 км). Основываясь на этой информации, Д.Салстейн [3, 4] вычислил временные ряды компонентов момента импульса ветров всей атмосферы с 1948 г. по настоящее время с шагом 6 час*. Они и послужат базисом наших дальнейших выкладок.

Момент импульса зональных ветров

Компонент момента импульса h_3 характеризует интенсивность зональной (усредненной по широте) циркуляции атмосферы. Чем больше величина h_3 , тем сильнее западные или слабее восточные ветры в атмосфере. И наоборот, чем меньше h_3 , тем слабее западные или сильнее восточные ветры. Поскольку момент инерции атмосферы n_{33} относительно оси вращения Земли изменяется во времени мало, величина h_3 в первом приближении определяет угловую скорость вращения атмосферы как твердого тела относительно земной поверхности.

По данным, усредненным за 50 лет наблюдений (1962—2012), сезонный ход момента импульса h_3 всей атмосферы имеет два максимума — 1 мая и 7 декабря ($161 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹) и два минимума — 4 августа ($105 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹) и 27 февраля ($152 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹),

* http://ftp.aer.com/pub/anon_collaborations/sba/



Николай Сергеевич Сидоренков, доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией планетарной циркуляции и гелиогеофизических исследований Гидрометцентра России. Основные работы посвящены исследованиям неравномерности вращения Земли, движения полюсов и глобальных геофизических процессов. Неоднократно публиковался в «Природе».



Кристиан Бизуар (Christian Bizouard), доктор астрономии, сотрудник Службы вращения Земли Парижской обсерватории. Занимается изучением вращения Земли, движения полюсов, прецессии, нутации и геофизических возмущений.



Леонид Валентинович Зотов, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник Государственного астрономического института имени П.К.Штернберга Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова. Область научных интересов — вращение Земли, гравитационное поле, климатические изменения, методы обработки данных.



Давид Салстейн (David Salstein), доктор метеорологии, работает в системе «Исследование атмосферы и окружающей среды» (AER) США, директор Специального бюро атмосферного углового момента Международной службы вращения Земли и систем отсчета (IERS). Руководит оперативными вычислениями момента импульса атмосферы. Исследует атмосферную циркуляцию, динамику системы Земля и изменения климата.

рис.1. Июльский минимум значительно глубже февральского; с декабря по май h_3 меняется мало. Разность между максимальной величиной h_3 в декабре (или мае) и минимальной в августе составляет $56 \cdot 10^{24}$ кг·м²·с⁻¹. Эти сезонные изменения h_3 происходят вследствие обмена моментом импульса с твердой Землей [1, 2]. Когда момент импульса атмосферы увеличивается, момент импульса планеты уменьшается, т.е. ее вращение замедляется. Напротив, при уменьшении момента импульса атмосферы вращение Земли ускоряется. Экстремумы кривой h_3 и длительности земных суток lod в феврале, мае и августе полностью совпадают, а в декабре различаются всего на четыре дня.

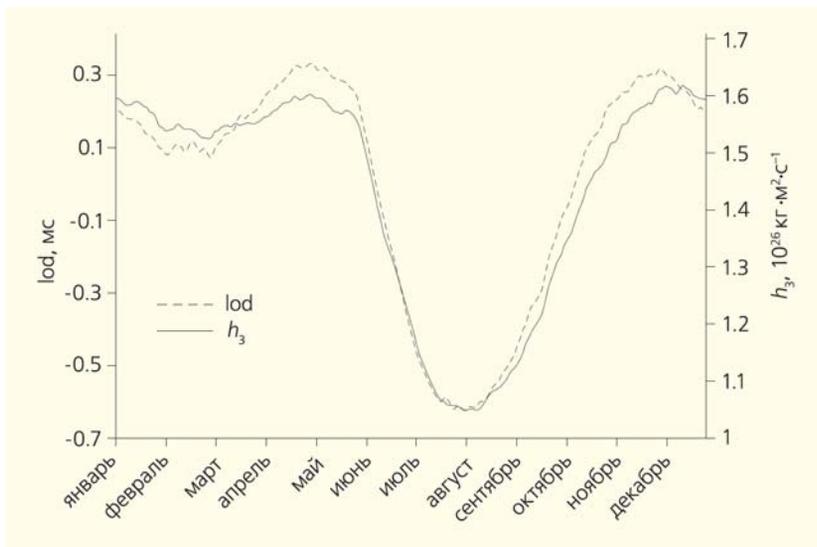


Рис.1. Сезонные изменения момента импульса зональных ветров h_3 и длительности земных суток lod (<http://hpiers.obspm.fr>).

Коэффициент синхронной корреляции между h_3 и lod на рис.1 равен 0.986 ± 0.461 . Все это свидетельствует о том, что Мировой океан роли буфера при обмене моментом импульса между атмосферой и твердой Землей практически не играет. Однако большие аномалии h_3 во время Эль-Ниньо и Ла-Нинья говорят об огромном термическом влиянии Мирового океана на атмосферную циркуляцию [2, 5]. Итак, момент импульса атмосферы изменяется в результате обмена моментом импульса с Землей, а их суммарный момент импульса всегда остается неизменным. Это может служить прекрасной иллюстрацией справедливости закона сохранения данной величины на глобальных масштабах.

Замечательная особенность момента импульса зональных ветров — тот нетривиальный факт, что он в среднем равен не нулю, а $+143.9 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Значит, атмосфера в целом вращается с запада на восток быстрее, чем Земля. Учитывая, что момент инерции атмосферы относительно оси вращения Земли составляет $1.413 \cdot 10^{32} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$, легко вычислить, что атмосфера делает 71 оборот за 70 оборотов Земли вокруг своей оси ($T = 2\pi n_{33}/b_3 = 71 \text{ сут}$). Данное явление называется суперротацией атмосферы. Оно возникает вследствие особенностей зон стока и притока момента импульса на сферической Земле [1, 2]. Конечно, отдельные части атмосферы вращаются по-разному. В умеренных и субтропических зонах атмосфера движется быстрее Земли, а в экваториальной зоне — медленнее. Период обращения атмосферы Южного полушария относительно земной поверхности — 58 сут, а атмосферы Северного — 92 сут. В зонах струйных течений атмосфера может обращаться вокруг Земли менее чем за 10 сут.

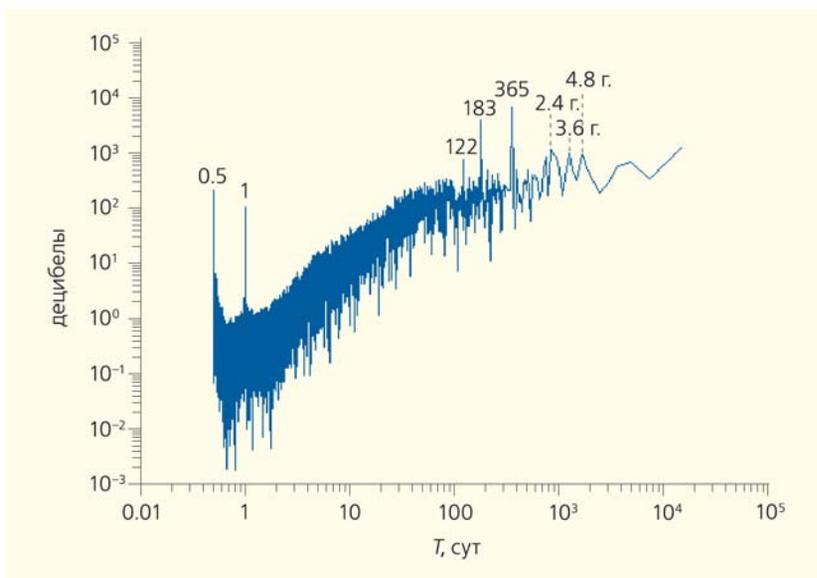


Рис.2. Спектр момента импульса зональных ветров.

Среднегодовое значение момента h_3 Северного полушария составляет $56 \cdot 10^{24}$, а Южного — $88 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Следовательно, среднегодовая интенсивность зональной циркуляции в Северном полушарии на 36% меньше, чем в Южном. Однако амплитуда годовых колебаний h_3 в первом ($57 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$) на 67% больше, чем во втором ($34 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$). Это несоответствие обусловлено значительно большей континентальностью Северного полушария по сравнению с Южным.

Спектральный анализ ряда h_3 показал (рис.2), что в колебаниях момента импульса зональных ветров доминируют гармоники и субгармоники годового периода (365, 183 и 122 сут). Выделяются суточные и полусуточные составляющие. Имеются небольшие пики на периодах 2.4, 3.6 и 4.8 года, связанные с квазидвухлетней циклическостью ветров в стратосфере и явлением Эль-Ниньо (Южная осцилляция) [2, 5]. В диапазоне от 2 до 100 сут спектр соответствует закону красного шума, поскольку при вычислении h_3 все возмущения ветра интегрируются по замкнутым широтным кругам и взаимно компенсируют друг друга.

Экваториальный момент импульса ветров

Помимо осевого компонента h_3 вектор момента импульса атмосферы имеет два экваториальных компонента h_1 и h_2 (рис.3), которые характеризуют вращение атмосферы относительно экваториальных осей, направленных из центра Земли на нулевой меридиан и меридиан 90° в.д. соответственно. Компоненты h_1 и h_2 имеют положительные значения при вращении атмосферы против часовой стрелки (прямое вращение) и отрицательные при движении по часовой стрелке (обратное вращение; имеется в виду наблюдатель, смотрящий на атмосферу из космоса с конца соответствующих осей). Абсолютные величины h_1 и h_2 примерно в несколько сот раз меньше величины h_3 .

Ряды экваториальных компонентов h_1 и h_2 с 1948 г. по настоящее время позволяют исследовать временные вариации вектора экваториального момента импульса ветров $\mathbf{h}_e = h_1\mathbf{e}_1 + h_2\mathbf{e}_2$, где \mathbf{e}_1 и \mathbf{e}_2 — единичные орты.

В книгах [1, 2] показано, что в системе TRF вектор \mathbf{h} совершает обратное круговое вращение с близсуточным периодом. Этот вектор отклонен от оси вращения Земли на некоторый угол (в июне около 2°) и вращается с востока на запад, описывая коническую поверхность (рис.3). Вершиной конуса служит центр Земли, а направляющей — кривая, проекция которой на экваториальную плоскость совпадает с траекторией экваториального вектора \mathbf{h}_e . Апертура конуса, описываемого вектором \mathbf{h} , равна модулю вектора \mathbf{h}_e . Радиус суточного вращения вектора \mathbf{h} изменяется внутри года: достигает максимальных значений вблизи солнцестояний в июне и декабре, а минимальных — в начале марта и середине октября, когда фаза вращения меняется на 180° . Из-за этого

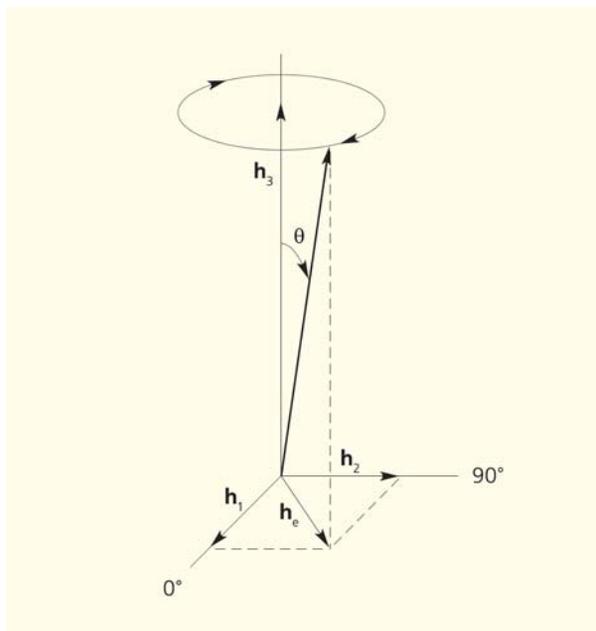


Рис.3. Суточное вращение вектора момента импульса атмосферных ветров $\mathbf{h} = h_1\mathbf{e}_1 + h_2\mathbf{e}_2 + h_3\mathbf{e}_3$ в земной системе координат (TRF).

с марта по сентябрь меридиан вектора \mathbf{h} постоянно отклонен примерно на 100° к западу, а с ноября по февраль — на 80° к востоку от солнечного меридиана.

Мы вычислили амплитудный спектр S шестидесятипятилетнего комплексного ряда $h_1 + ih_2$ с помощью программы К.Бизуара для расчета комплексного быстрого преобразования Фурье. Полученный спектр приведен на рис.4, где видны мощная полоса на частоте -1 сут^{-1} ; одиночная линия спра-

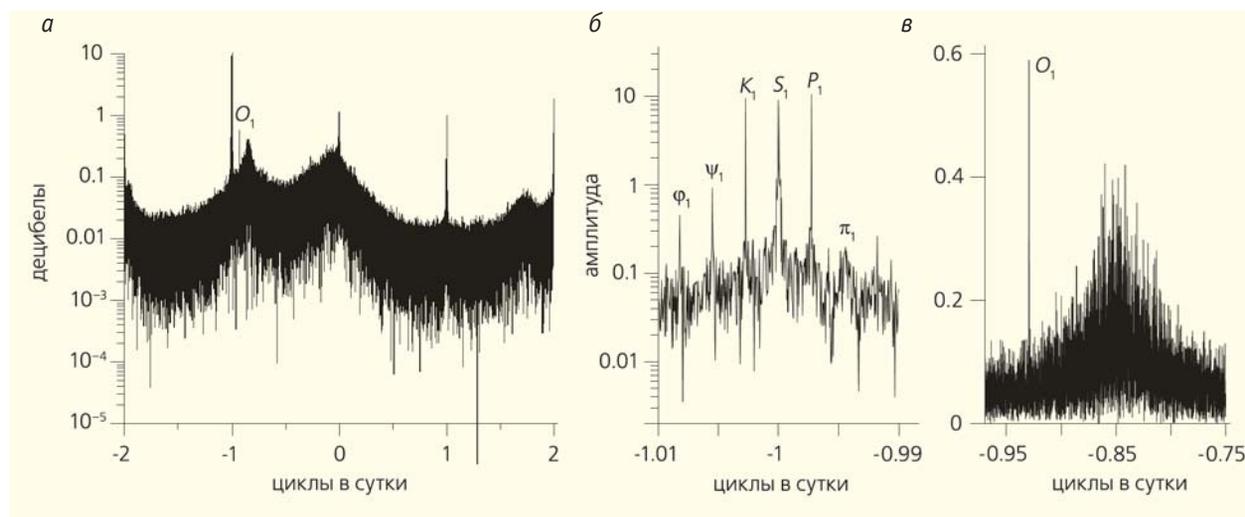


Рис.4. Амплитудный спектр комплексного ряда экваториальных компонентов $h_1 + ih_2$ момента импульса ветров в системе TRF (а), его обратная суточная полоса (б) и область суточных лунных волн (в). Частота по оси абсцисс отложена в циклах за среднесолнечные сутки.

ва от нее на частоте -0.9295 сут^{-1} , соответствующая в разложении приливного потенциала главной лунной суточной волне O_1 ; заметные полосы в области самых низких ($\approx 0^\circ \text{сут}^{-1}$) и высоких ($\pm 2^\circ \text{сут}^{-1}$) частот. Пик со стороны положительных суточных частот (при $+1^\circ \text{сут}^{-1}$) во много раз меньше, чем соответствующий со стороны отрицательных. Замечательная особенность спектра — мощный широкий максимум около частоты $-0.85^\circ \text{сут}^{-1}$. Минимумы спектральной плотности отмечаются соответственно около частот ± 0.5 и $\pm 1.5^\circ \text{сут}^{-1}$. Интересно, что вблизи положительной частоты $+1.7 \text{ сут}^{-1}$ тоже заметен слабый максимум, напоминающий по форме максимум при -0.85 сут^{-1} .

Любопытные детали

Проанализируем тонкую структуру наиболее интересных областей спектра S , увеличивая его разрешение. Сначала посмотрим близсуточную область в диапазоне частот от -0.98 до $-1.02^\circ \text{сут}^{-1}$, изображенную на рис.4,б. Центральная линия здесь — хорошо известная суточная волна термического прилива S_1 . Эту несущую волну S_1 окружают симметрично расположенные на равном удалении от нее три пары боковых линий, отражающие ее амплитудную модуляцию. Линии P_1 и K_1 указывают на модуляцию (медленное изменение) амплитуды S_1 с годовым периодом; линии π_1 и ψ_1 — с полугодовым периодом, а третья пара линий — с треть-годовым периодом.

В области низких частот ($\approx 0^\circ \text{сут}^{-1}$) выделяются пик на годовой частоте и едва заметный пик на полугодовой. Пиков на частотах долгопериодных приливов нет.

В области полусуточных колебаний заметен пик на частоте 1.9973 сут^{-1} , соответствующий боль-

шой солнечной эллиптической волне T_2 . Имеется второй небольшой пик на частоте 1.9945 сут^{-1} , не отождествляемой с известными приливными волнами.

Самая интригующая деталь комплексного спектра $b_1 + ib_2$ — размытый максимум спектральной плотности около частоты -0.85 сут^{-1} (рис.4,в). Его высота свидетельствует о большой мощности этих колебаний, а ширина указывает на значительные флуктуации их периода. Чем объясняется отмеченный феномен и почему атмосферная циркуляция столь сильно шумит в этой частотной области?

В работах по атмосферным приливам есть указание на существование волн Янаи с периодом 1.2 сут, движущихся с востока на запад. Однако синоптики, занимающиеся повседневно атмосферными возмущениями и волнами, видят только так называемые крупномасштабные волны Россби—Блиновой и синоптические вихри, которые имеют квазинедельные и полумесячные периоды и смещаются не с востока на запад, а с запада на восток. В большей части атмосферы господствует западно-восточный перенос и почти все возмущения движутся с запада на восток. Во внетропических широтах мощные возмущения, перемещающиеся в противоположном направлении, встречаются очень редко.

В работах [2, 6] показано: противоречие возникает из-за того, что, хотя используемые оси координат TRF *вращаются* с угловой скоростью Ω , но скорость ветра измеряется относительно *неподвижной* земной поверхности. Там же для устранения осложнений, вносимых *вращением* Земли в спектры геофизических характеристик, предложено исключить обратную суточную частоту $-\Omega$, т.е. демодулировать колебания $b_1 + ib_2$, для чего использовались наблюдения строго через сутки. Однако при этом 75% наблюдений выбрасываются из

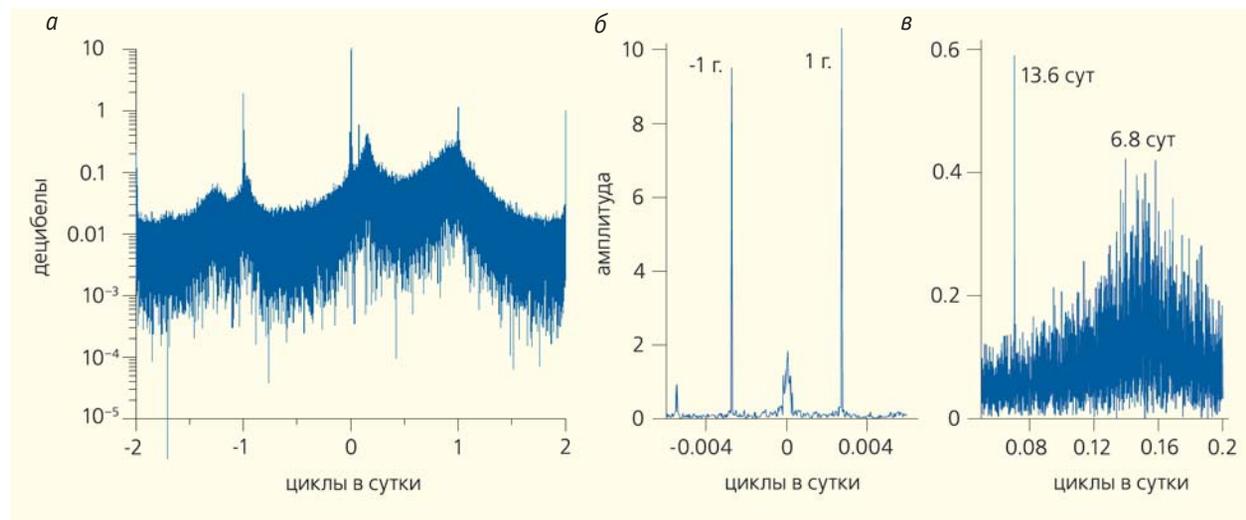


Рис.5. Амплитудный спектр экваториального момента импульса (CEAM) ветров в системе CRF (а), его близгодовая (б) и внутримесячная (в) области.

расчетов, и, чтобы устранить потерю, требуются дополнительные вычисления. Умножим исходную комплексную величину $b_c = b_1 + ib_2$ на комплексный вектор единичной амплитуды прямого суточного вращения $e^{i\Omega t}$:

$$b'_c = b_c(t)e^{i\Omega t}.$$

В результате такого умножения частота обратного вращения $-\Omega$, имеющаяся в исходном ряде, будет уничтожена частотой прямого вращения Ω , так как $e^{-i\Omega t} \cdot e^{i\Omega t} = e^{i(\Omega - \Omega)t} = 1$. В астрономии подобная операция называется преобразованием от *вращающейся* земной (TRF) к *неподвижной* небесной системе координат (CRF). Мы вычислили таким образом ряд $b'_c = b'_1 + ib'_2$, который в дальнейшем будем называть небесным экваториальным моментом импульса (СЕАМ) ветров.

Амплитудный спектр ряда СЕАМ b'_c представлен на рис.5. Он радикально отличается от спектра прежнего ряда b_c в системе TRF. Если на рис.4 почти вся энергия сосредоточена в области отрицательных частот (т.е. движений с востока на запад), то на рис.5 доминирует энергия атмосферных возмущений, движущихся с запада на восток. Приведенные спектры свидетельствуют о переходе энергии из области суточных и полусуточных волн на рис.4 в область квазинедельных волн на рис.5. Со стороны отрицательных частот волны 0, и -0.85 цикл/сут исчезли, трансформировавшись соответственно в прямые полумесячную (13.7 сут) и группу квазинедельных (6.8 сут) лунных волн. Последние есть не волны Янаи, а волны Россби—Блиновой, смещающиеся с синоптических образования с запада на восток (они хорошо видны на синоптических картах и долготно-временных разрезах в атмосфере и океане [2, 6]).

Расщепление низкочастотной полосы на положительную и отрицательную годовые линии на рис.5 говорит о колебательном движении вектора \mathbf{h}'_c в плоскости почти одного меридиана с годовым периодом.

Полумесячные колебания дают о себе знать линией на рис.5,б и слабой узкой полосой в области периода 13.7 сут на рис.6. Узость полос отражает стабильность периодов колебаний.

Ширина спектрального максимума около недельной частоты на рис.5,в свидетельствует о неустойчивости периода и большой мощности квазинедельных волн. Квазинедельные колебания хорошо видны на рис.6, где представлена спектрально-временная диаграмма небесного экваториального момента импульса ветров. Период их флуктуирует от 5 до 10 сут.

Квазинедельные возмущения проявляются даже в колебаниях погоды*.

Впервые их описал Б.П.Мульгановский в 1915 г., назвав естественными синоптическими периода-

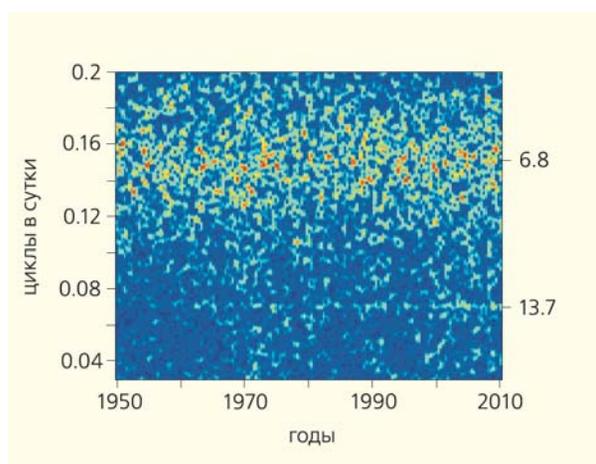


Рис.6. Спектрально-временной анализ небесного экваториального момента импульса ветров с 2005 по 2010 г. в лунной приливной полосе периодов от 2 до 20 сут.

ми (ЕСП) [7]. Продолжительность ЕСП варьирует от 4 до 8 дней. В конце XX в. была обнаружена связь квазинедельных колебаний погоды с экстремумами приливных колебаний скорости вращения Земли [1, 2, 8]. Интервал времени между последовательными экстремумами приливных колебаний скорости вращения Земли лежит в пределах от 4 до 9 сут. Эти вариации возникают вследствие изменения склонения и параллакса Луны. Совпадение длительностей ЕСП с интервалами времени между экстремумами скорости вращения Земли свидетельствует об их синхронизации с особенностями движения Луны. Ее можно заметить по изменениям хода метеорологических характеристик (давления, температуры, влажности и ветра) вблизи дат экстремумов v на недельных графиках метеостанций мира, которые теперь размещаются на сайте <http://hmn.ru>. В качестве примера на сайте <http://geoastro.ru> мы выложили презентацию с графиками изменения температуры и давления в Москве и Владивостоке вблизи дат экстремумов v за 2013—2012 годы. Здесь же мы приведем график приливных колебаний v на 2014 г., по которому читатель может самостоятельно вести подобные сравнения (рис.7).

Как видно из рисунка, на протяжении лунного месяца сменяют друг друга четыре режима вращения: Земля дважды ускоряет и дважды замедляет свое вращение. Длительность этих режимов варьирует (как и продолжительность ЕСП) от 4 до 9 дней, но в сумме она всегда равна лунному тропическому месяцу (27.32 сут). Средняя длительность одного режима вращения составляет 6.8 сут [1, 2, 8]. Вариации длительности режимов вращения от года к году обусловлены медленным движением перигея лунной орбиты с периодом 8.85 г.

Каждому квазинедельному режиму вращения Земли соответствует некоторый естественный синоптический период состояния погоды. Погода из-

* <http://geoastro.ru>

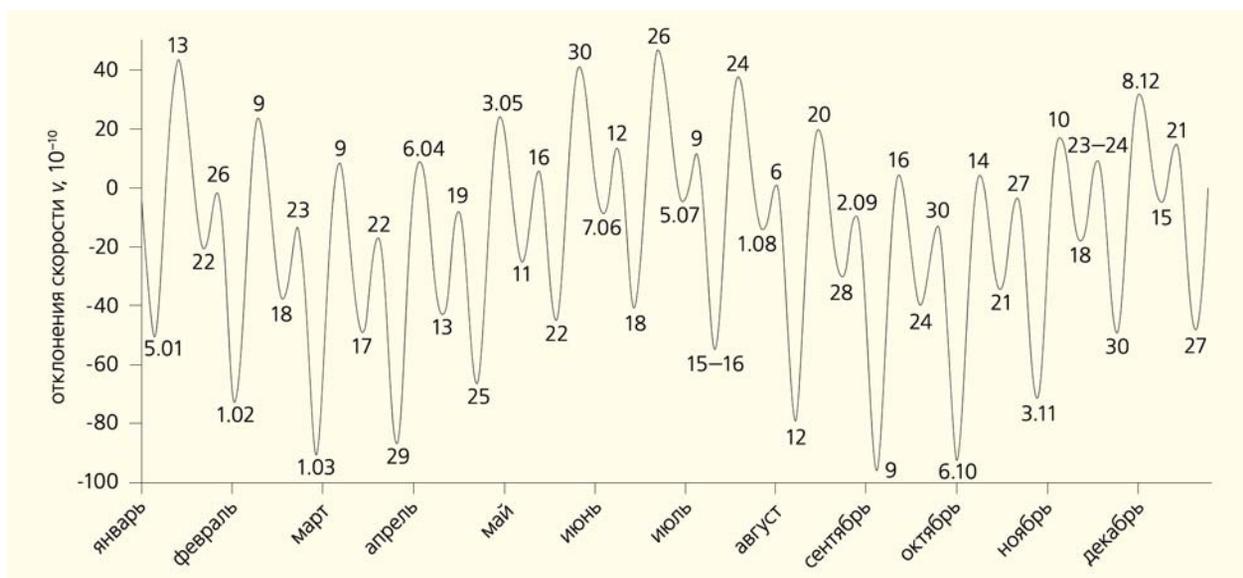


Рис. 7. Приливные колебания скорости вращения Земли в 2014 г. Цифрами отмечены даты наступления экстремумов v . По оси ординат отложены относительные отклонения угловой скорости v в 10^{-10} .

меняется вблизи экстремумов v . В процессе сравнительного мониторинга v и событий в окружающем мире выявилось, что с экстремумами v синхронизируются не только изменения погоды, но и аномальные явления и процессы (землетрясения, извержение вулканов, цунами, наводнения, взрывы метана в шахтах или снарядов на оружейных полигонах, техногенные катастрофы, колебания медицинских и ветеринарных показателей и др.) [9].

* * *

Итак, вектор момента импульса атмосферных ветров \mathbf{h} отклонен от оси вращения Земли на небольшой угол (в июне около 2°) и движется относительно земной поверхности вслед за Солнцем

с востока на запад, описывая конус (рис.3). Осевой компонент h_3 вектора \mathbf{h} в несколько сот раз превышает экваториальные компоненты h_1 и h_2 . Он характеризует момент импульса зональных ветров атмосферы. Изменения h_3 вызывают вариации скорости суточного вращения Земли; происходит обмен моментом импульса между атмосферой и Землей, а их суммарный момент импульса всегда остается постоянным. Среднегодовая величина h_3 положительна, наблюдается суперротация атмосферы. Исследование экваториальных компонентов момента импульса атмосферы позволило выявить сильное влияние лунно-солнечных приливов на колебания меридиональной циркуляции атмосферы. ■

Литература

1. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. М., 2002.
2. Sidorenkov N.S. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim, 2009.
3. Salstein D.A., Kann D.M., Miller A.J., Rosen R.D. The sub-bureau for atmospheric angular momentum of the International Earth Rotation Service, A Meteorological data center with geodetic applications // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1993. V.74. P.67–80.
4. Zhou Y.H., Salstein D.A., Chen J.L. Revised atmospheric excitation function series related to Earth variable rotation under consideration of surface topography // J. Geophys. Res. 2006. V.111. P.D12108 (doi:10.1029/2005JD006608).
5. Zotov L.V., Sidorenkov N.S., Shum C.K. Multichannel singular spectrum analysis of the axial atmospheric angular momentum // Journal of Geodynamics. 2014, in press.
6. Сидоренков Н.С. О неправильной оценке роли приливных явлений в геофизике // Геофизические исследования. 2010. Т.11. Спецвыпуск. С.119–128.
7. Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М., 1933.
8. Сидоренков Н.С. Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы // Природа. 2008. №2. С.23–31.
9. Шатовалова Н.С. Связь глобальной геодинамики планеты с локальными природными, техногенными и социальными катастрофами // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса. М., 2013. С. 149–150.