

УДК 523.31

СВЯЗЬ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ВАРИАЦИЙ ПОЛЮСА ЗЕМЛИ С СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКИМ КОЛЕБАНИЕМ

© 2007 г. В. Л. Горшков

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 06.06.2005 г.

Так называемые волны Марковица (Markowitz wobble – MW) представляют собой квазигармонические колебания среднего полюса Земли с периодом около 30 лет и амплитудой $0.02''$ – $0.03''$. Северо-Атлантическое колебание (North Atlantic Oscillation – NAO), характеризующееся крупномасштабными явлениями в системе атмосферно-океанических процессов этого региона, в свою очередь, имеет вариации ряда метеорологических параметров в широкой полосе частот. В данной работе выделены синхронные колебания полюса (MW) и индексов NAO, также исследована возможность геофизического возбуждения низкочастотных колебаний среднего полюса Земли вариациями барического поля NAO.

PACS: 91.10.Nj

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Атлантическое колебание (NAO) является крупномасштабным климатическим явлением, определяющим погоду не только северной Атлантики, но и прилегающих частей континентов. NAO характеризуется синхронными изменениями многих метеорологических параметров. Симметрично относительно полюса в северной части Тихого океана выделено другое климатическое образование – Северо-Тихоокеанское. Иногда их рассматривают совместно под общим названием Арктическое колебание.

Среди причин, определяющих пространственно-временные вариации NAO, рассматриваются, в основном, динамика крупномасштабных взаимодействий атмосферно-океанических циркуляций (Kushnir, 1994) и активные процессы на Солнце (Boberg, Lundstedt, 2003).

Спектр колебаний полюса простирается от доступных с помощью современных средств мониторинга внутрисуточных его вариаций до десятилетних (декадных), ограниченных в этой низкочастотной части астрометрической историей наблюдений. Наиболее мощными являются почти гармонические компоненты чандлеровских и годовых колебаний полюса. В низкочастотной части характерными являются почти линейный тренд полюса в сторону американского континента со скоростью примерно 10 см/год и вариации относительно этого направления, имеющие размах меньше метра и характерный период около 30 лет (рис. 1).

Природа этих колебаний, впервые выделенных как самостоятельное движение полюса Земли Markowitz (1960), пока не выяснена. В работе (Dumberry, Bloxham, 2002) рассматривается их ге-

нерация гравитационными возмущениями от внутреннего ядра Земли. В работе Сидоренкова (2002) показано, что одновременное таяние ледников в Антарктиде и Гренландии с вполне приемлемой скоростью в несколько грамм с 1 см^2 поверхности ледника в год может объяснить наблюдаемое среднее движение полюса. При этом необходимо предположить определенную регулярность и согласованность процесса таяния разных ледников.

NAO, как и другое глобальное океаническое колебание Эль-Ниньо, является одним из возможных “дирижеров” поведения вектора вращения Земли за счет обмена угловыми моментами с твердой оболочкой Земли и изменения ее тензора инерции (Сидоренков, 1997). В работе (Chao, Zhou,

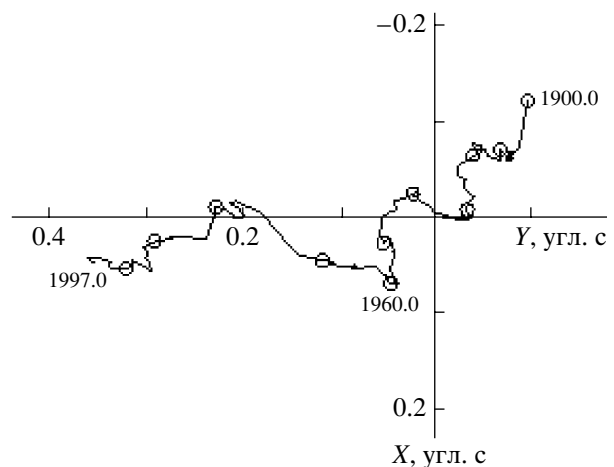


Рис. 1. Вариации движения среднего полюса за 1900–1998 гг. по данным EOP(IERS)C01.

1999) рассматривается возможность геофизического возбуждения процессом NAO колебаний полюса в широком спектре частот. Отмечается, что, в связи с меридиональной, в основном, направленностью своей активности, NAO может быть ответственно за колебания полюса, в то время как колебание Эль-Ниньо, имеющее широтное расположение центров барических контрастов, должно вызывать вариации скорости вращения Земли. Однако в своей работе авторы использовали данные только с 1962 г., при этом предварительно вычли полиномиальную и сезонную компоненты из движения полюса, поэтому долгопериодические проявления NAO остались не исследованными.

Существует две возможности оценить вклад того или иного геофизического фактора в возбуждение динамики вектора вращения Земли (в данном исследовании будет рассмотрено только движение полюса). С одной стороны, имея заданные координаты движения полюса $p = x - iy$, можно оценить с помощью уравнений Лиувилля (Lambek, 1980) возможную интегральную функцию возбуждения $\psi = \psi_x + i\psi_y$:

$$p + (i/\sigma_c) dp/dt = \psi. \quad (1)$$

Здесь $\sigma_c = \omega_c (1 + i/2Q)$ – комплексная частота свободной нутации, $\omega_c = 0.843$ – частота чандлеровского движения полюса и $Q = 50-180$ – добротность системы на резонансной частоте.

С другой стороны, имея геофизические данные в виде рядов давления, атмосферных и океанических течений, можно оценить их вклад в движение полюса за счет перераспределения масс и относительных движений, иначе говоря, за счет изменения тензора инерции $I(t)$ и углового момента $h(t)$. В этом случае функция возбуждения запишется следующим образом (Wahr, 1982):

$$\psi = 1.61 [h(t) + \Omega I(t)/1.44] / [\Omega(C - A)]. \quad (2)$$

Здесь Ω – угловая скорость вращения Земли, C и A – главные моменты инерции Земли. Численные коэффициенты в (2) отражают реакцию упругой Земли на нагрузку и вращательную деформацию. Оценив ψ и подставив ее в (1), после численного интегрирования получим вычисленные “геофизические” значения координат полюса $p(x, y)$, которые можно сравнить с астрономическими наблюдениями параметров вращения Земли (ПВЗ).

В случае гармонического возбуждающего фактора $\psi e^{i\sigma t}$ с частотой σ вынужденное колебание полюса распадается на две компоненты – совпадающую (+) и противоположную (–) вращению Земли (Манк, Макдональд, 1964):

$$\psi = \psi^+ e^{i\sigma t} / (1 - s) + \psi^- e^{-i\sigma t} / (1 + s). \quad (3)$$

Здесь $s = \sigma/\sigma_c$ – отношение частоты возбуждения к резонансной частоте. Так как в случае волн Марковица $s \leq 0.05$, то справедливы выводы Манка и Макдональда (1964) об асимптотическом

синхронизме движений и сближении ориентаций эллипсов возбуждения и вращения при уменьшении частоты возбуждения σ .

Цель данной работы – показать возможность геофизического возбуждения долгопериодических колебаний полюса (MW) низкочастотной составляющей барического поля Северо-Атлантического колебания.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались сводные данные международной службы вращения Земли (МСВЗ) о движении полюса EOP(IERS)C01 (<http://hpiers.obspm.fr/eop-pc/>). Следует заметить, что этот ряд координат полюса начинается с 1846 г. Однако до организации в 1896 г. международной службы широты (МСШ) при вычислении координат полюса использовался фильтр, исключающий информацию о движении среднего полюса. Кроме того, ошибка в определении координат полюса в 19 веке до организации МСШ превышала 0.05", в то время как величина амплитуды исследуемых MW составляет 0.02"–0.04".

В качестве индексов NAO (NAOI) используются вариации давления между станциями средиземноморского района Атлантики (например, на Азорских островах (A)) и Исландией (I). Индексы NAO фактически являются стандартизованными разностями давлений между ними:

$$NAOI = (P_A - \bar{P}_A) / \sigma_A - (P_I - \bar{P}_I) / \sigma_I. \quad (4)$$

Здесь \bar{P} – осредненные по ряду значения давлений, а σ – дисперсии соответствующих рядов.

Имеющиеся инструментальные ряды NAOI основаны на барометрических данных и начинаются с середины 19-го века. Помимо этих рядов существуют “реставрированные” индексы вплоть до 13-го столетия по инструментальным данным о температуре на уровне моря и другим климатическим параметрам на основе их регрессионного представления по методу главных компонент (Jones, Mann, 2004). Часто используются так называемые “зимние” индексы NAO, полученные аналогичным образом, но только по зимним месяцам года, когда характер южных и северных барических полей северной Атлантики наиболее контрастен.

Нами использовался ряд месячных данных NAOI с 1824 г. (Jones и др., 1997), в дальнейшем NAOI-1824, и ряд с 1864 г. (Hurrell, 1995), в дальнейшем NAOI-1864. На рис. 2 приведен ряд NAOI-1824 и его амплитудный спектр. Хотя индексы NAO не имеют доминантных периодичностей, в них присутствует набор квазигармонических компонент, в частности в области низких ча-

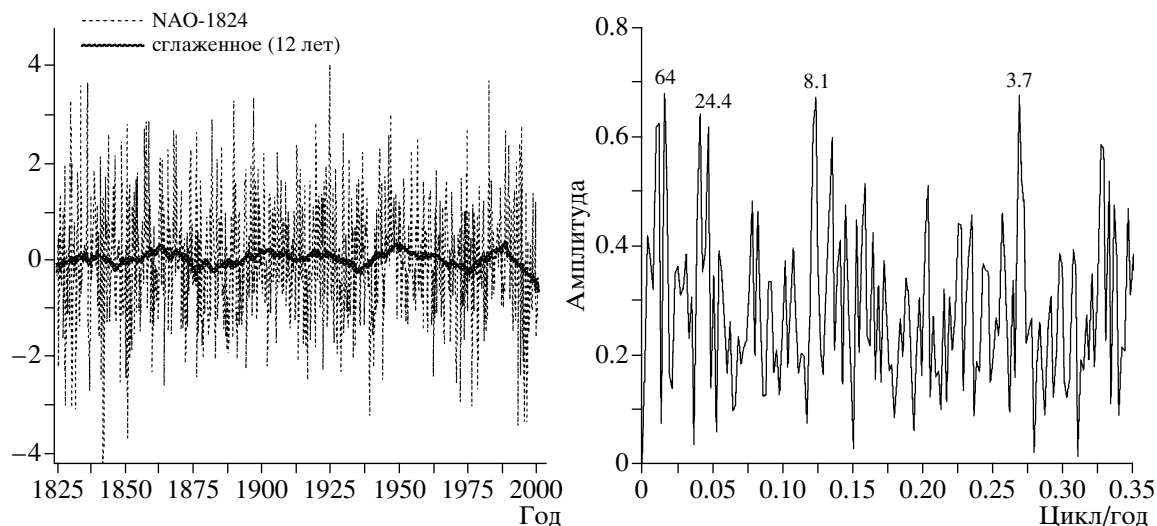


Рис. 2. Сезонные значения NAOI-1824 и сглаженное по 12 годам его значение (слева); справа – его амплитудный спектр в тех же единицах (цифрами у пиков спектра отмечены соответствующие им периоды в годах).

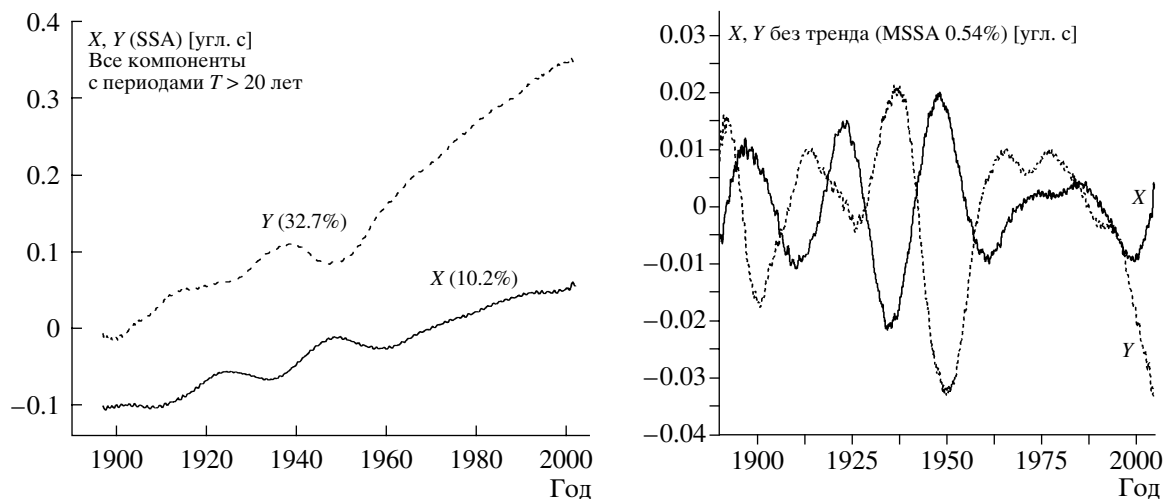


Рис. 3. Все низкочастотные компоненты движения полюса (X и Y в секундах дуги), включая тренд, выделенные с помощью SSA по ряду EOP(IERS)C01 с 1896 г. (слева); справа – только MW-компоненты, выделенные с помощью MSSA.

стот имеются составляющие (~24 года), которые могут быть ответственны за модуляцию MW.

Все исследуемые ряды имеют нерегулярности, обусловленные, в том числе, климатическими глобальными явлениями. Для исследования квазигармонических составляющих рядов такой нестационарной природы наиболее адекватным является метод сингулярного спектрального анализа (Singular Spectrum Analysis – SSA) с последующим восстановлением значимых информативных компонент (Данилов, Жиглявский, 1997). Подробное исследование возможностей метода для геодинимических приложений приведено в работе (Воротков и др., 2002). Для совместного исследования анализируемых рядов использовалось также многомерное обобщение SSA (MSSA).

РЕЗУЛЬТАТЫ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ

В координатах полюса X и Y были выделены с помощью MSSA (совместно по X и Y) и SSA (раздельно по X и по Y) все составляющие с частотами $\omega \leq 0.05$ циклов/год (рис. 3). Общий вклад компонент MW в колебания полюса не превышает 1%, так как основная мощность процесса сосредоточена в почти линейном тренде (38%), сезонных (15%) и чандлеровских (39%) составляющих. Характер вариаций Y -компоненты в движении полюса имеет помимо MW более мощную полувектовую составляющую.

На рис. 1 видно, что в 1950-х годах изменился характер векового движения полюса. Поэтому были проведены оценки низкочастотных компо-

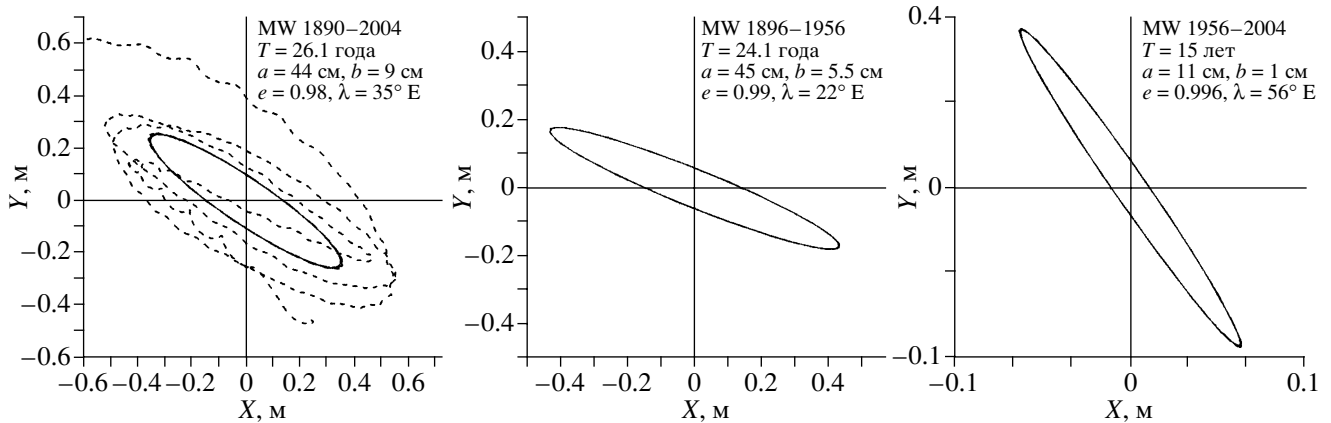


Рис. 4. Эллипсы MW, оцененные по данным EOP(IERS)C01: слева – для 1890–2004 гг. (пунктиром – по данным из работы (Vondrak и др., 1998)), в центре – для 1896–1956 гг. и справа – для 1956–2004 гг.

нент отдельно для двух периодов (1896–1956 гг. и 1956–2004 гг.) и по всем полученным SSA-аппроксимациям после вычитания трендовых составляющих оценены методом наименьших квадратов (МНК) эллипсы движения полюса, соответствующие волнам Марковица (рис. 4). Формальные МНК-ошибки ориентации эллипсов составляют 1° – 2° , периодов – менее 0.05 года, а амплитуд – до 15 см. Однако фактические ошибки всех параметров должны быть несколько больше, поскольку SSA-аппроксимации, по которым вычислялись эллипсы, сами имеют ненулевые ошибки.

Изменение характера поведения полюса почти совпало по времени с резким уменьшением ошибок определения ПВЗ в связи с вводом в строй новых средств определения ПВЗ. Чтобы убедиться, что низкочастотные колебания полюса носили реальный характер на всем протяжении ряда, аналогичная работа была проделана на однородном материале переработки только классических определений ПВЗ за 1900–1992 гг. в системе каталога ICRS и новой прецессионно-нуточной модели (Vondrak и др., 1998). Результаты представлены на рис. 4 (слева пунктиром) без МНК-подгонки. Видно сходство характеристик MW для этих рядов, что свидетельствует о реальности поведения MW независимо от средств наблюдений.

Для периода 1955–2004 гг., как и следовало ожидать ввиду малости промежутка времени, оценки параметров эллипса ненадежны, однако очевидно уменьшение периода и амплитуды MW. Наиболее уверенные оценки получены для периода 1890–1956 гг. Если для оценок использовать данные 1900–2004 гг., то при тех же самых геометрических параметрах эллипса его ориентация $\lambda = 32^{\circ}$ E, а период около 28 лет. По оценкам других авторов (Schuh и др., 2001; Vondrak, 1999) период MW колеблется от 28 до 31 года, а амплитуда от 0.6 до 1 м.

Низкочастотные составляющие NAOI, выделенные простым сглаживанием и FFT-фильтрацией, представлены на рис. 5 слева. Все методы дают близкие результаты в низкочастотной области. На этом же рисунке (в центре) приведена совместная MSSA-аппроксимация стандартизованных и, следовательно, безразмерных X- и Y-компонент MW и индекса NAOI-1824. Видно, что NAOI синфазно с X-компонентой MW и в противофазе с Y-компонентой. На рис. 5 справа низкочастотная компонента NAOI-1864, выделенная с помощью SSA (7%), сопоставлена с такой же оценкой X-компоненты MW (0.7%), с проекцией этого колебания на среднюю долготу NAO (меньший размах) и на среднюю долготу большой оси эллипса MW (естественно, максимальный размах).

Оба последних графика демонстрируют заметный синхронизм колебаний полюса на частоте MW и изменений давления в северной Атлантике, а именно: увеличение нагрузки в средиземноморском районе Атлантики (NAOI > 0) смещает средний полюс в положительном направлении оси X (в сторону западной Европы) в соответствии с изменением тензора инерции I (в основном, компонента I_{13}).

Индексы не содержат данных о самом давлении в регионе, необходимом для вычисления возбуждающей функции. Имеющиеся с 1948 г. глобальные ряды атмосферных параметров национального центра предсказаний окружающей среды США (программа NCEP reanalysis, <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/datasets/ncep.reanalysis/>) недостаточны по продолжительности для долгопериодических оценок. Приблизительно эллипс возбуждения можно оценить по среднемесячным данным о давлении на станциях в Исландии ($\varphi = 65^{\circ}$ N, $\lambda = 22^{\circ}$ W) и на Азорских островах ($\varphi = 37^{\circ}$ N, $\lambda = 26^{\circ}$ W), расположенных почти в центрах действия NAO. Эти данные с 1865 г. взяты на сайте (<ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/data>). Средние значения давления на этих станциях и их ошибки

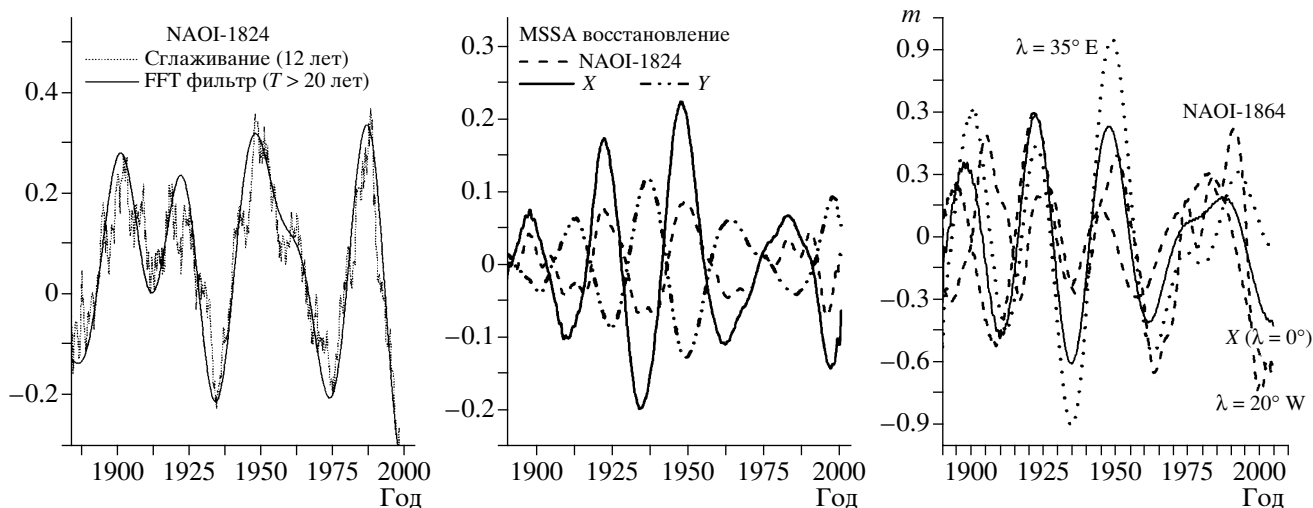


Рис. 5. Низкочастотная составляющая NAOI-1824, выделенная разными методами (слева). В центре – согласованные компоненты NAOI-1824 и координат полюса в области MW, выделенные с помощью MSSA по нормализованным данным. Справа – SSA-оценки MW в X-координате и в проекциях на долготы NAO ($\lambda = 20^\circ \text{ W}$) и эллипса MW ($\lambda = 35^\circ \text{ E}$) в сопоставлении с такой же оценкой NAOI-1864.

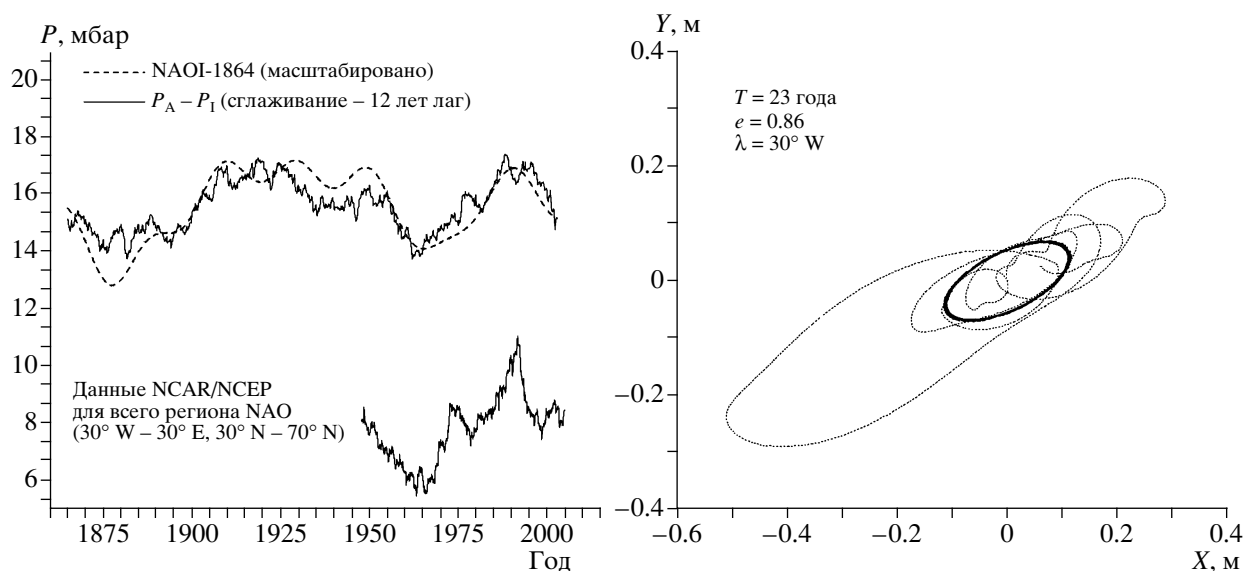


Рис. 6. Слева – сглаженная (скользящие 12 лет) разность давлений dP (в мбар) на станциях на Азорских островах (P_A) и в Исландии (P_I), пунктир – масштабированный индекс NAOI-1864, внизу – разность давлений по данным NCEP для всего региона NAO с разделительной параллелью по $\varphi = 55^\circ \text{ N}$. Справа – вычисленный по dP эллипс возбужденного движения полюса (в метрах).

следующие: $\bar{P}_A = 1021.4 \pm 3.7$ мбар, $\bar{P}_I = 1005.8 \pm 7.0$ мбар.

Разности давления $dP = P_A - P_I$ после низкочастотной фильтрации колеблются в пределах 4 мбар (для данных NCEP в пределах 5–6 мбар) и, как видно из рис. 6 (слева), отражают основные закономерности поведения NAOI. Если предположить, что эти колебания относятся ко всему региону NAO ($S \approx 35$ млн. кв. км), изменение момента инерции между пиками этого колебания долж-

но составить $dI_{13} \approx dPSR^2 \cos(\varphi) \approx 10^{28} - 10^{29}$ кг м², где R – средний радиус Земли, что по (3) достаточно для возбуждения колебаний полюса в нужных пределах ($\sim 0.02''$).

По выделенным низкочастотным составляющим данных P_A и P_I с учетом только нагрузочного (второго) члена из (2) вычислена возбуждающая функция ψ , с помощью которой интегрировалось уравнение (1) для оценки возбужденного движения полюса. При этом компоненты тензора инер-

ции вычислялись суммированием фактически только по двум центрам ($i = A, I$) по формулам:

$$dI_{13} = K \sum_i (P_i \cos^2 \varphi_i \sin \varphi_i \cos \lambda_i),$$

$$dI_{23} = K \sum_i (P_i \cos^2 \varphi_i \sin \varphi_i \sin \lambda_i),$$

$$K = -R^4 / [g(C - A)].$$

Не рассматривавшаяся в этом исследовании компонента возбуждающей функции за счет движения воздушных масс (первый член в (2)) будет сравнительно невелика из-за множителя σ/Ω . Ввиду вышеупомянутых допущений полученное возбужденное движение полюса носит оценочный характер для значений периода, ориентировки и сжатия возбужденного эллипса движения.

На рис. 6 (справа) приведен эллипс движения полюса, возбужденного низкочастотными вариациями P_A и P_I . Естественно, что он ориентирован по линии, соединяющей координаты использованных станций. Из сравнения рис. 4 и рис. 6 видно, что ориентация оси колебания MW почти на 60° восточнее оси возбуждения. Помимо того, что эта оценка получена только по двум, соответствующим образом ориентированным станциям, объяснение этому расхождению может быть следующим. Поскольку NAO охватывает северо-западный регион вплоть до долгот $30^\circ \text{E} - 40^\circ \text{E}$, а на океанских площадях происходит почти полная компенсация нагрузочного эффекта за счет явления обратного барометра (Сидоренков, 2002), то возможно существенное смещение возбуждения в сторону восточных, континентальных долгот. Дополнительное смещение в этом же направлении может обеспечить также наличие более слабого, но слегка смещенного в восточном направлении эквивалента NAO в северной части Тихого океана (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/>). Возможно также влияние Сибирского центра действия атмосферы, однако достаточно продолжительными данными для оценки низкочастотных характеристик по этому региону мы не располагаем.

ВЫВОДЫ

Характер низкочастотных колебаний полюса (волн Марковица) изменился в 1960-х годах, а именно: колебания изменили ориентацию на более восточную (с 20°E на 55°E), уменьшился их период (с 25 лет до 15 лет) и сильно уменьшилась амплитуда колебаний (с $0.025''$ до $0.008''$).

Северо-Атлантическое колебание имеет достаточную мощность вариаций барического поля в области низких частот для возбуждения волн

Марковица в движении полюса. Оценки ориентации эллипса возбуждения лежат в меридиане основного направления действия NAO (около $20^\circ \text{W} - 30^\circ \text{W}$).

Реакция океана на вариации атмосферного барического поля (как обратный барометр) может приводить к смещению ориентации эллипса возбуждения в сторону совмещения с астрономическими оценками ориентации эллипса вращения для волн Марковица ($20^\circ \text{E} - 35^\circ \text{E}$).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 04-02-17560.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воротков М.В., Горшков В.Л., Миллер Н.О., Прудникова Е.Я. Исследование основных составляющих в движении полюса Земли // Изв. ГАО РАН. 2002. № 216. С. 406–409.
- Данилов Д.Л., Жиглявский А.А. (ред.) (<http://www.gistatgroup.com/gus/>) Главные компоненты временных рядов: метод “Гусеница” // СПбГУ. 1997, 308 с.
- Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 385 с.
- Сидоренков Н.С. Влияние Южного колебания Эль-Ниньо на возбуждение чандлеровского движения полюса // Астрон. журн. 1997. Т. 74. № 5. С. 792–795.
- Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Физматлит, 2002. 384 с.
- Boberg F., Lundstedt H. Solar wind electric field modulation of NAO: A correlation analysis in the lower atmosphere // Geophys. Res. Lett. 2003. 30(15). 1825. DOI: 10.1029/2003GRL017360.
- Chao B., Zhou Y. Meteorological excitation of interannual polar motion by the North Atlantic Oscillation // J. Geodynamics. 1999. V. 27. P. 61–73.
- Dumberry M., Bloxham J. Inner core tilt and polar motion // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 377–392.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland // Int. J. Climatol. 1997. V. 17. P. 1433–1450.
- Jones P.D., Mann M.E. Climate over past millennia // Rev. Geophys. 2004. V. 42. № 2. RG2002. DOI:10.1029/2003RG000143.
- Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
- Kushnir Y. Interdecadal variations in North Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions // J. Climate. 1994. V. 7. № 1. P. 141–157.
- Lambeck K. The Earth's variable rotation: Geophysical causes and consequences. N.-Y.: Cambridge Univ. Press, 1980. 449 p.
- Markowitz W. Latitude and longitude and the secular motion of the pole // Methods and Techniques in Geophysics / Ed Runcorn S.K. London: Interscience Publ., 1960. P. 325–361.
- Schuh H., Nagel S., Seitz T. Linear drift and periodic variations observed in longtime series of polar motion // J. Geodesy. 2001. V. 74. P. 701–710.

Vondrak J., Pesek I., Ron C., Cepec A. Earth orientation parameters 1899–1992 in the ICRS based on the HIP-PARCOS reference frame" // Publ. Astron. Inst. Acad. Sci. Czech Rep. 1998. № 87. 56 p.

Vondrak J. Secular and long-periodic polar motion as derived from combination of astrometric and space geodetic observa-

tions // Journees-1998 Systeme Reference Spatio-Temporels / Ed Capitaine N. Paris: Observ. 1999. P. 195–201.

Wahr J.M. The effects of the atmosphere and ocean on the Earth's wobble – 1.Theory // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. V. 70. P. 349–372.

Connection of Low-Frequency Variations of the Earth's Pole with the North Atlantic Oscillation

V. L. Gorshkov

Pulkovo Observatory, Russian Academy of Sciences, Pulkovskoe shosse 65–1, St. Petersburg, 196140 Russia

Abstract—The so-called Markowitz wobble (MW) is a quasi-harmonic variation of the mean pole of the Earth with a period of about 30 years and an amplitude of $0.02''$ – $0.03''$. In turn, the North Atlantic Oscillation (NAO), which is characterized by large-scale phenomena in the system of atmosphere–ocean processes in this region, shows variations of some meteorological parameters in a wide frequency range. Synchronous oscillations of the pole (MW) and the NAO indices are revealed in the present study. The possibility of geophysical excitation of MW oscillations by variations of pressure fields in the North Atlantic is investigated as well.