

МЕТЕОРОЛОГИЯ

В.Н. Воробьев, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов

ЛУННЫЙ НОДАЛЬНЫЙ (ДЕКЛИНАЦИОННЫЙ) ПРИЛИВ И ЕГО ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ НА ЦИРКУЛЯЦИЮ АТМОСФЕРЫ

V.N. Vorobyev, E.I. Sarukhanyan, N.P. Smirnov

THE MOON NODAL (DECLINATION) TIDE AND ITS POSSIBLE EFFECT ON THE ATMOSPHERIC CIRCULATION

Приведены данные о наличии в Мировом океане лунного деклинационного прилива с периодом 18,6 года и его проявлениях в изменениях климата различных регионов планеты.

Подробно анализируется влияние многолетнего лунного прилива на характеристики квазистационарных циклонических центров действия атмосферы в Северном и Южном полушариях, а также на различные индексы атмосферной циркуляции. Результаты анализа подтверждают предположение о заметной роли многолетнего лунного прилива в формировании долгопериодной изменчивости циркуляции атмосферы.

Рассматривается механизм влияния многолетнего прилива на циркуляцию атмосферы через изменения теплового взаимодействия атмосферы и океана вследствие приливообусловленных изменений температур воды и смещений фронтальных зон в океане.

Evidence is presented on existence of a Moon declination tide in the World Ocean having a 18.6-year period and its manifestations in climatic fluctuations in various planet's regions. The effect of the long-term lunar tide on characteristics of quasistationary cyclonic action centres of the atmosphere in the Northern and Southern Hemispheres is thoroughly analysed, as well as on various indexes of the atmospheric circulation. Results of the analysis confirm the assumption on a noticeable role of the long-term lunar tide in forming long-period variability of atmospheric circulation.

The mechanism of influence of the long-term tide on the atmospheric circulation is considered through variations in the thermal atmosphere-ocean interaction occurring due to tide-governed changes in water temperature and displacements of frontal zones in the ocean.

Одной из важных проблем современности является установление основных закономерностей динамики климата и факторов, их определяющих. В рамках этой проблемы были сформулированы основные направления исследований, объединенные «Всемирной программой исследований климата». Вопросы, связанные с выяснением причин климатических изменений, обсуждаются давно и на этот счет высказано немало различных предположений и гипотез.

В ходе этих обсуждений выяснилось, что объяснить широкий спектр изменчивости климата на Земле лишь процессами внутреннего взаимодействия атмосферы и океана практически невозможно. В последние годы серьезное внимание вновь обращено на внешние по отношению к системе океан – атмосфера факторы, способные приводить к циклическим изменениям климатических условий на Земле. Сейчас даже те авторы, которые еще недавно отдавали полный приоритет чисто внутренним факторам, полагают, что внутренние и внешние (в том числе внеземные) факторы играют равноценную роль в формировании изменений климата.

Среди внешних причин, обуславливающих эти изменения, представляется целесообразным в первую очередь рассмотреть воздействие на циркуляцию атмосферы Земли многолетнего лунного деklinационного прилива.

Данное исследование во многом опирается на результаты, полученные нами ранее при изучении изменчивости характеристик центров действия атмосферы Северного и Южного полушарий Земли, а также Северо-Атлантического колебания, которое, как установлено в настоящее время, во многом определяет климат на большей части Северного полушария, и Южно-Полярного колебания, определяющего колебания климата в средних и высоких широтах Южного полушария.

Среди долгопериодных членов разложения потенциала приливообразующей силы Луны и Солнца выделяется своей величиной лунная деklinационная многолетняя составляющая M . Общее выражение для этой составляющей записывается в виде:

$$W_M = -0,0327G(1 - \sin 2\varphi)\cos N',$$

где $G = \frac{3Mg r^4}{4ED_M^3} = 26\ 160$ см/с (M и E – массы Луны и Земли, g – ускорение сво-

бодного падения, r – средний радиус Земли и D_M – среднее расстояние от Земли до Луны), а $N' = -N$ – долгота восходящего узла лунной орбиты, период изменения которой равен 18,6 года. Амплитуды статического многолетнего прилива в Мировом океане могут достигать $\pm 2,4$ см на полюсах и $\pm 1,2$ см на экваторе. Общий размах колебаний уровня океана в высоких широтах составляет 4-5 см, а в низких – не более 2,5 см. Когда уровень вследствие многолетнего прилива максимален на полюсах, он минимален на экваторе, и наоборот.

Обнаружить 19-летний лунный прилив в реальном океане впервые попытался крупнейший английский геофизик Дж. Дарвин в конце XIX в. [Darwin, 1885]. Ему удалось показать 19-летнюю изменчивость среднего уровня моря по данным наблюдений в Карачи и Бомбее. Позднее N. Розитер [Rossiter, 1954], E. Лисицина [Lisitzina, 1957, 1974], И.В. Максимов и его ученики [Максимов, 1954, 1967, 1970, 1970а; Maximov, 1972] выполнили исследования наиболее длинных рядов наблюдений за уровнем в Северной Атлантике и Балтийском море и определили амплитуды и фазы основных волн долгопериодных прили-

вов и в том числе 19-летнего лунного деklinационного прилива. Оказалось, что в целом прилив хорошо соответствует закономерностям, предусмотренным статической теорией: фазы строго соответствуют теоретическим, а амплитуды близки к теоретическим значениям, несколько превышая их.

В 80-е годы XX столетия исследования деklinационного прилива в различных районах побережья Мирового океана продолжились. Так, К. Кайе и Г. Стакк [Kaue, 1973] обнаружили прилив с периодом 18,6 года по данным станций наблюдений за уровнем моря на восточном побережье США, где они нашли размах его колебаний равным около 9 см, что представляется довольно большой величиной для такого рода явлений. С другой стороны, результаты, полученные Р. Куррие [Currie, 1976] по наблюдениям 33 станций, преимущественно на побережье Северной Европы, дали среднюю амплитуду деklinационного прилива лишь 0,9 см, что ниже значения, предусмотренного статической теорией.

На рубеже 90-х годов появились работы, в которых исследование "19-летнего" прилива проводилось уже на материалах наблюдений за средним положением уровня по всему земному шару. К числу таких исследований относится работа А. Трупина и Дж. Вара [Turin, 1990], в которой использовались среднемесячные и среднегодовые значения положения уровня на 260 станциях Мирового океана, продолжительность рядов на которых превышала, по крайней мере, 19 лет. Анализ уровня за период с 1900 по 1980 г. и сопоставление его с волной статического деklinационного прилива за этот период обнаружили существование циклической вариации с периодом 16 – 20 лет, экстремумы которой близко совпадали с экстремумами теоретической волны. Спектральный анализ обнаружил преобладающие волны с периодом 18,6 года, пики на которых превосходили пики на периодах 13,3 и 11 лет. Амплитуда "19-летних" колебаний в $1,13 \pm 0,22$ раза превышала амплитуду статического прилива, и фаза прилива была близка к теоретической. Г.Н. Войнов в 1999 г. [Войнов, 1999] выполнил подробный анализ данных по уровню на 20 станциях, расположенных на побережье и островах Северного Ледовитого океана, длительность наблюдений на которых превышала 29 лет. Он обнаружил присутствие в колебаниях уровня лунный деklinационный прилив. Среднее значение амплитуды такого прилива в Северном Ледовитом океане в 1,56 раза превышает теоретическую величину и составляет $1,7 \pm 0,3$ см. Фаза прилива близка к теоретической.

Предположение о том, что многолетние приливные колебания уровня Мирового океана связаны с изменениями климатических характеристик также известно достаточно давно. Первое упоминание об этом относится еще к концу XVIII в. В начале прошлого века влияние многолетнего прилива на циркуляцию вод Мирового океана отметил Г. Петтерсен [Pettersson, 1913]. Подробные исследования влияния многолетнего лунного прилива на изменения циркуляции атмосферы и климата были выполнены в России И.В. Максимовым и его учениками [Максимов, 1954, 1967, 1970, 1970а; Maximov, 1972а]. Была найдена корреляция между изменениями поверхностных температур воды в Северной

Атлантике и Северном Ледовитом океане и потенциалом приливообразующей силы в 19-летней волне прилива. При этом амплитуды таких приливных колебаний достигали 0,3-0,4 °С [Максимов, 1967, Maximov, 1972a]. Было исследовано также влияние многолетнего прилива на интенсивность атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой. Так, было показано, что максимальные меридиональные градиенты давления над Северной Атлантикой в зоне западного переноса наблюдаются в периоды максимального приливного течения в 19-летней волне прилива, направленного на юг, и наоборот.

Несколько позднее цикл с периодом 18,6 года был обнаружен Дж. Лодером и С. Гарретом [Loder, 1978] в колебаниях температуры поверхностных вод по данным станций на восточном и западном побережье США. Возможным механизмом этого явления авторы считают приливное перемешивание вод на мелководье в результате существования полусуточных и суточных приливных течений, интенсивность которых в многолетнем цикле модулируется "19-летним" нодальным приливом.

В конце XX в. интерес к проблеме влияния многолетнего лунного деклинационного прилива на изменение климата еще более возрос. Среди работ, в которых обнаруживалась связь многолетнего прилива с колебаниями различных климатических характеристик, можно назвать работы Р. Курриэ, который обнаружил волны с периодом 18,6 года в температуре воздуха на 1197 станциях США [Currie, 1987, 1993], в повторяемости тропических циклонов в Северной Атлантике [Currie, 1966] и в изменениях количества осадков на территории США, Великобритании, Индии и Южной Африки [Currie, 1993a]. Можно также отметить работу норвежских ученых по обнаружению "19-летней" цикличности в урожайности промысловых рыб в Норвежском и Баренцевом морях [Torgesen, 2000].

Одной из наиболее интересных попыток обнаружения "19-летней" волны, обусловленной деклинационным приливом, в многолетних колебаниях деятельного слоя океана является работа Т. Ройера [Royer, 1993]. При этом примечательно, что для этой цели в качестве проксиданных использовались наблюдения за температурой воздуха на Аляске (станция Ситка) с 1828 г., которые обнаружили достаточно высокую корреляционную связь с температурой 250-метрового поверхностного слоя воды в северной части Тихого океана с 1972 по 1986 г. Оказалось, что до 30 % низкочастотной изменчивости температуры воздуха могут быть обусловлены деклинационным приливом, и средняя амплитуда приливных колебаний достигает 0,3 °С за весь период наблюдений и 0,5 °С за период после 1920 г. Разница в фазах 19-летних колебаний температуры воздуха в Ситке и 19-летних колебаний температуры воды в Северной Атлантике, определенная ранее И.В. Максимовым и Н.П. Смирновым по данным наблюдений с 1876 по 1939 г. [Максимов, 1965], составила 8,87 года, что оказалось близко к подобной оценке, сделанной Е. Лисициной [Lisitzina, 1974]. Примечательно также то обстоятельство, что Ройер, используя оценку скорости, установленную И.В. Максимовым и Н.П. Смирновым [Максимов, 1965] для

приливного течения, генерируемого деклинационным приливом в Северной Атлантике, выполнил расчет горизонтальной адвекции тепла в 19-летнем цикле и пришел к выводу о том, что для северной части Тихого океана вариация течения, равная 0,19 см/с, может создавать изменения в региональном переносе тепла в океане примерно в 1 млн м³/с, или около 5 % средней величины, что существенным образом повлияет на баротропный меридиональный перенос тепла в океане и перераспределение тепла в деятельном слое. Указанная выше разница по фазе между 19-летними колебаниями температуры воды в Северной Атлантике и соответствующими колебаниями в северной части Тихого океана частично объясняет тот факт, что в период атмосферного потепления в северной части Тихого океана с 1967 по 1980 г. в Северной Атлантике наблюдалось понижение температуры. Это, по мнению Т. Ройера, также предполагает, что интенсивность Исландской и Алеутской депрессий может быть связана с многолетним приливным воздействием в дополнение к атмосферной взаимосвязи.

Мы столь подробно остановились на этом исследовании, поскольку, как нам представляется, оно подводит нас к пониманию воздействия 19-летнего деклинационного прилива на состояние атмосферы вообще и поведение центров действия атмосферы, определяющих изменчивость циркуляции атмосферы, в частности.

Учитывая, что в дальнейшем мы будем в основном использовать для анализа изменчивости циркуляции атмосферы характеристики именно центров действия атмосферы, считаем целесообразным кратко дать представление о них и их роли в формировании климата на Земле.

При рассмотрении среднемесячных карт приземного давления на земном шаре на них проявляются отчетливо выраженные области низкого и высокого давления. В Северном полушарии это Исландский и Алеутский минимумы давления, Азорский и Гонолульский максимумы давления, а также Арктический антициклон. В Южном полушарии проявляются три стационарные антициклонические области, расположенные в субтропических широтах каждого из трех океанов: Атлантического, Индийского и Тихого. На юге, охватывая Антарктический континент, простирается обширная зона низкого давления, ось которой располагается между 60° ю.ш. и берегом материка. В пределах этой зоны наиболее часто выделяют три области наиболее низкого давления, приуроченные к каждому из секторов Южного океана: атлантическому, индо-океанскому и тихоокеанскому. Пожалуй, впервые и наиболее полно наличие таких областей в Южной полярной области было показано в работе Д.И. Стехновского [Стехновский, 1962].

Все упомянутые выше области, представляющие собой квазистационарные барические системы, принято в настоящее время называть центрами действия атмосферы. Понятие о центрах действия атмосферы было выдвинуто Тейсерантом де Бором еще в конце XIX столетия. Однако по ряду причин и, в частности, потому, что введение этого понятия не способствовало пониманию механизма общей циркуляции атмосферы [Погосян, 1972], центрам действия атмосферы

долгое время не уделялось достаточно внимания. Только начиная с 60-х годов прошлого столетия появились работы, в которых центры действия атмосферы стали рассматриваться как объекты, характеризующиеся мощностью или интенсивностью (величина давления в центре) и географическим положением центра. Одним из первых такому анализу был подвергнут Исландский минимум давления [Абрамов, 1966]. Позднее были получены и проанализированы значения давления и координат для Азорского максимума давления [Абрамов, 1970]. В последующие годы характеристики центров давления атмосферы, в основном только для Северного полушария, рассматривались неоднократно [Мартынова, 1990; Мониторинг..., 1997; Соркина, 1972; Стехновский, 1972; Glowienka, 1985]. И в самые последние годы наиболее детальные исследования центров действия атмосферы выполнены для Северной Атлантики [Смирнов, 1998; Machel, 1998] и северной части Тихого океана [Смирнов, 2002]. Наконец, совсем недавно выполнены исследования циклонических центров действия атмосферы в Южном полушарии [Смирнов, 2004].

Вместе с исследованием динамики характеристик центров действия атмосферы приходило и понимание того, что они тесно связаны с климатическими вариациями в регионах их расположения и, более того, их положение и интенсивность определяют тип и интенсивность циркуляции атмосферы в регионе. Наиболее полно это было показано на результатах исследований центров действия атмосферы в Северной Атлантике [Смирнов, 1998; Kapala, 1998; Perry, 1971; Sahsamanoğlu, 1990], в северо-тихоокеанском регионе [Смирнов, 2002] и в Южной полярной области [Смирнов, 2002].

Следует отметить, что центры действия атмосферы рассматриваются как обобщенные характеристики динамики атмосферы, понимая при этом, что они, по сути, являются среднестатистическими образцами реально возникающих и перемещающихся циклонических и антициклонических образований. Но при этом следует всегда помнить, что все без исключения стационарные центры действия атмосферы располагаются над океанами и тесно связаны с соответствующими центрами действия океанов (циклоническими и антициклоническими стационарными круговоротами вод). Правильнее было бы рассматривать их как одно целое – центры действия атмосферы и океана. Такой подход был уже ранее предложен [Трешников, 1973], но пока не стал общепринятым в практике исследований, скорее всего из-за трудности получения соответствующих характеристик (интенсивности и положения) центров действия в океане, хотя с развитием спутниковых средств изучения океана такие возможности появились. Мы в данном исследовании использовали только характеристики центров действия атмосферы, понимая, что их динамика тесно связана с динамикой циркуляционных систем в океане.

Ранее выполненные исследования показали, что циклонические центры действия играют заметно большую роль в формировании многолетней изменчивости меридиональных градиентов давления, а следовательно, изменчивости интенсивности зональной циркуляции и связанных с ней меридиональных пе-

реносов [Смирнов, 1998]. Так, около 80 % дисперсии изменений среднемесячных разностей давления между центрами действия способны описать изменения давления в циклонических центрах и не более трети – в антициклонических. Это характерно как для Северного, так и для Южного полушарий. Поэтому в дальнейшем мы будем рассматривать изменения характеристик циклонических центров действия атмосферы.

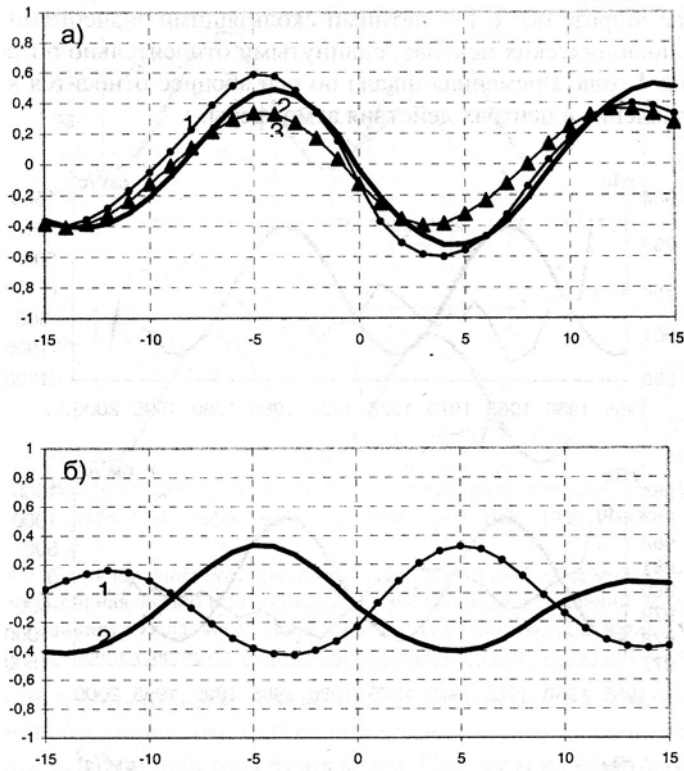


Рис. 1. Кросскорреляционные функции между потенциалом приливообразующей силы лунного деклинационного прилива (W_{MN}) на 60° широты и 11-летними скользящими средними значениями давления в циклонических центрах действия атмосферы Южного полушария (а) (1 – Южно-Атлантический, 2 – Индоокеанский, 3 – Южно-Тихоокеанский) и Северного полушария (б) (1 – Исландский, 2 – Алеутский).

На рис. 1а приведены кросскорреляционные функции между изменениями потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива, рассчитанного для широты 60° , и давления в циклонических центрах действия Южного полушария (11-летние скользящие средние), а на рис. 1б – те же функции, но для центров действия Северного полушария. Как следует из рисунков, у всех трех циклонических центров Южного полушария и Алеутского минимума давления в Северном полушарии наблюдаются синфазные изменения давления в зависимости от изменения уровня в 19-летней волне прилива. Экстремальные значе-

ния давления в пяти центрах действия атмосферы наблюдаются не в моменты наивысшего или наименьшего положения уровня на полюсах или экваторе, а в моменты экстремальных значений приливного течения. Во всех южных циклонических центрах действия атмосферы, так же как и в Алеутской депрессии, минимальное давление наблюдается, когда течение направлено к полюсам. В Исландском минимуме давления картина обратная, т.е. давление падает в моменты максимального течения от полюса к экватору. Таким образом, между значениями потенциала приливообразующей силы и изменениями давления в центрах действия атмосферы наблюдается сдвиг на четверть периода (4-5 лет).

На рисунках 2 и 3 приведено непосредственное сопоставления потенциала приливообразующей силы на широте 60° с 11-летними скользящими значениями давления в циклонических центрах, сдвинутыми относительно потенциала силы на 4 года. Временная шкала по оси абсцисс относится к значениям давления в центрах действия атмосферы.

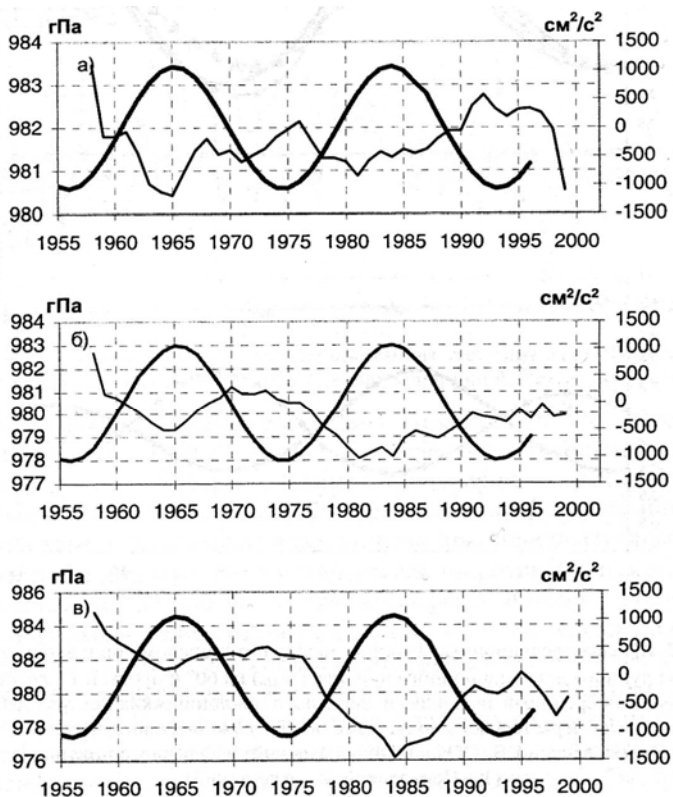


Рис. 2. Сопоставление потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива (жирная линия) и 11-летних скользящих средних значений давления в Южно-Атлантической депрессии (а), Индоокеанской (б), Южно-Тихоокеанской (в). Для наглядности значения давления сдвинуты относительно значений потенциала силы на 4 года.

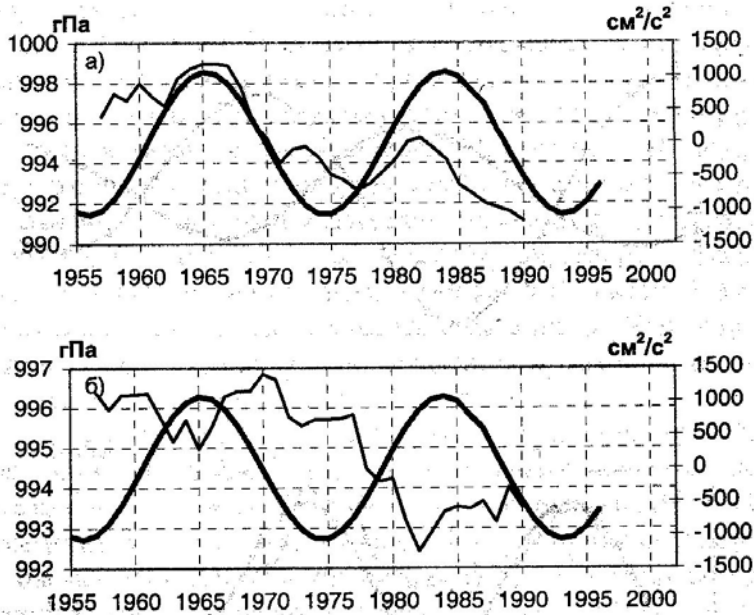


Рис. 3. Сопоставление потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива (жирная линия) и 11-летних скользящих средних значений давления в Исландской (а) и Алеутской (б) депрессиях. Для наглядности значения давления сдвинуты относительно значений потенциала силы на 4 года.

Выполненный анализ свидетельствует о наличии заметной составляющей с периодом 18,6 года в изменчивости давления циклонических центров действия атмосферы. При этом важной особенностью проявления влияния многолетнего лунного прилива в динамике давления является асинфазность его изменения в центре Исландской депрессии по отношению ко всем другим циклоническим центрам действия атмосферы и несколько более слабая выраженность проявления приливной изменчивости в Северном полушарии по сравнению с Южным. Северная Атлантика заметно отличается рядом особенностей от других регионов Мирового океана и в первую очередь тем, что у нее северная граница практически открыта к водному пространству Северного Ледовитого океана. В северной же части Тихого океана основные черты циркуляции океана и во многом атмосферы подобны тем, которые наблюдаются и у берегов Антарктиды. Поэтому в Южном океане, как и в северной части Тихого, обострение градиентов температуры в океане и, как следствие, в атмосфере происходит при усилении течений, направленных с юга на север. В Северной Атлантике большое обострение градиентов температуры в зоне циклогенеза происходит при усилении потоков вод, идущих с севера. По-видимому, только этим можно объяснить противоположный характер связи изменений давления в Исландской депрессии и потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива по сравнению с другими квазистационарными депрессиями. А это, в

свою очередь, приводит к асинфазному характеру изменений интенсивности зональной циркуляции атмосферы в Северной и Южной Атлантике в 19-летнем цикле. Усиление Северо-Атлантического колебания сопровождается ослаблением Южно-Полярного колебания, и наоборот (рис. 4).

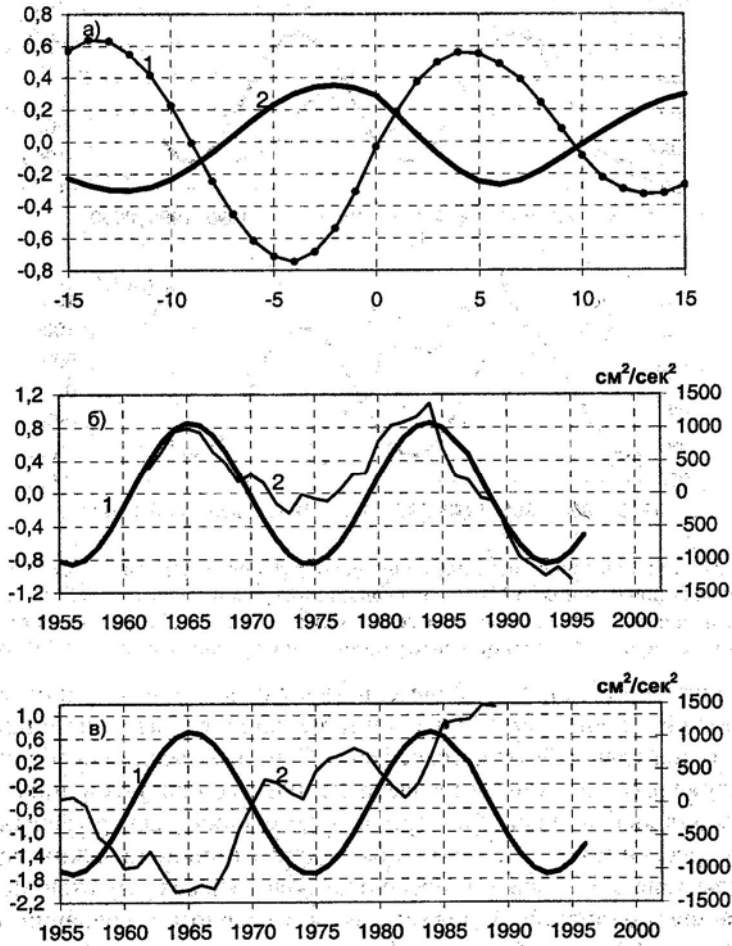


Рис. 4. Кросскорреляционные функции между значениями потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива и 11-летними скользящими средними значениями индексов SPO (1) и NAO (2) (а), а также их непосредственные сопоставления (б, в) (1– потенциал силы, 2– значения индексов).

Вариации с периодом 18,6 года наблюдаются и в пространственных характеристиках циклонических центров действия атмосферы. Однако выраженность их слабее, чем в изменениях давления. Широтное смещение в зависимости от многолетнего прилива у центров действия атмосферы в Южном полушарии больше, чем в Северном, и особенно слабо оно выражено у Исландской депрес-

сии (рис. 5а). Зато, в отличие от других центров действия атмосферы, у Исландского минимума давления значительно сильнее выражено долготное смещение с периодом 18,6 года. Когда течение в приливном цикле максимально и направлено к полюсу, Исландский минимум давления имеет тенденцию к смещению на запад (рис. 5б).

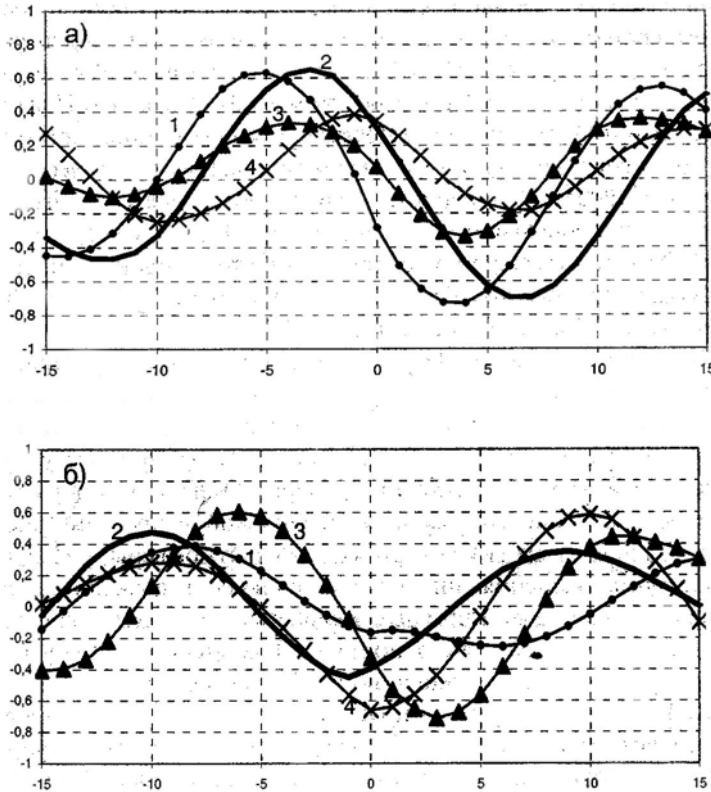


Рис. 5. Кросскорреляционные функции между значениями потенциала приливообразующей силы многолетнего прилива и 11-летними скользящими средними значениями широты (а) и долготы (б) Южно-Атлантической (1), Индоокеанской (2), Исландской (3) и Алеутской (4) депрессий.

Таким образом, приведенные данные подтверждают предположение о заметной роли многолетнего лунного прилива в формировании многолетней изменчивости циркуляции атмосферы как в Северном, так и в Южном полушарии посредством его влияния на интенсивность и положение циклонических центров действия атмосферы. Механизм влияния многолетнего прилива на циркуляцию атмосферы через изменения температуры воды в океанах и смещения фронтальных зон уже рассматривался ранее в упомянутых в начале этого раздела работах, в том числе и в работах авторов.

Литература

1. *Абрамов Р.В.* Многолетние и сезонные изменения географического положения Исландского минимума атмосферного давления. // Изв. РГО, 1966, т. 98, вып. 4, с. 315–325.
2. *Абрамов Р.В.* О субтропических максимумах над Атлантическим океаном в системе общей циркуляции атмосферы. // Труды ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 3–17.
3. *Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. – СПб.: Изд-во РГО, 1999. – 109 с.
4. *Максимов И.В.* О многолетних приливных явлениях в море и атмосфере Земли. // Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1954, т. 8.
5. *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 447 с.
6. *Максимов И.В., Смирнов Н.П.* К изучению причин многолетних изменений деятельности Гольфстрима. // Океанология, 1965, т. 5, № 2, с. 210–221.
7. *Максимов И.В., Смирнов Н.П.* Многолетний околополюсный прилив и его значение для циркуляции океана и атмосферы Земли. // Океанология, 1967, т. 7, № 2, с. 225–231.
8. *Максимов И.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* Океан и космос. – Л.: Гидрометеиздат, 1970а. – 216 с.
9. *Мартынова Т.В.* О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы. // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 4.
10. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. – Бюллетень 1991–1995. Обнинск, 1997. – 134 с.
11. *Погосян Х.П.* Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
12. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю.* Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб.: изд. РГГМУ, 1998. – 121 с.
13. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н.* Северо-Тихоокеанское колебание и климат. – СПб.: изд. РГГМУ, 2002. – 122 с.
14. *Смирнов Н.П., Саруханян Э.И., Розанова И.В.* Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата. – СПб.: изд. РГГМУ, 2004.
15. *Соркина А.И.* Уточненные данные об интенсивности и положениях центров действия атмосферы в Северном полушарии. // Труды ГОИН. – 1972. – вып. 114. – С. 71–79.
16. *Стехновский Д.И.* Барическое поле земного шара. – М.: Гидрометеиздат, 1962. – 148 с.
17. *Стехновский Д.И., Цветкова А.П.* Барическое поле и средние месячные изменения географического положения и интенсивности центров основных барических образований над Атлантическим и Тихим океанами (Северное полушарие) за 1960–1971 гг. // Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 107, с. 45–49.
18. *Трешников А.Ф. и др.* Центры действия атмосферы и гидросферы. // Доклады АН СССР, 1973, т. 212, № 4, с. 860–863.
19. *Currie R.G.* Mn and Sc signals in North Atlantic tropical Cyclone Occurrence. // Int. J. of Climatology, 1966, Vol. 16, p. 427–439.
20. *Currie R.G.* The spectrum of sea level from 4 to 40 years. // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1976, 46, p. 513–520.
21. *Currie R.G.* Examples and implications of 18.6 and 11-year terms in world weather records in climate. // History, Periodicity and Predictability, 1987, № 4, p. 378–403.
22. *Currie R.G.* Luni-Solar 18.6 and 10-11-year solar cycle signals in USA air temperature records. – Int. J. of Climatology, 1993, Vol. 13, p. 31–51.
23. *Currie R.G.* Luni-Solar 18.6 and 10-11-year solar cycle signals in South African rainfall. // Int. J. of Climatology, 1993a, Vol. 13, p. 237–256.
24. *Darwin D.H., Baird A.W.* Results of the harmonic analysis of tidal observations. // Proc. Roy. Soc., 1885, Vol. 330.
25. *Glowienka R.* Studies on the Variability of Icelandic Low and Azores High between 1881–1983. // Beitr. Phys. Atmosph., 1985, Vol. 58, № 2, p. 160–170.
26. *Kapala A., Machel H., Flohn H.* Behaviour of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part 2. Associations with regional climate anomalies. Int. J. Climatology, 1998, Vol. 18, p. 23–36.

27. *Kaye C.A., Stuckey G.W.* Nodal tide cycle of 18.6 year. // *Geology*, 1973, № 1, p. 141–144.
28. *Lisitzina E.* The tidal cycle 18,6 years in the Oceans. // *J. Cons. Int. Explor. Mer.*, 1957, 22 (2), p. 147–151.
29. *Lisitzina E.* Sea level changes. // *Silver Oceanography Ser.*, 1974, Vol. 8, 286 p.
30. *Loder J.W., Garrett C.* The 18.6 year cycle of sea surface temperature in Challow seas due to tidal mixing. // *J. Geophys. Res.*, 1978, 83, p. 1967–1970.
31. *Machel H., Kapala A., Flohn H.* Behaviour of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part 1. Characteristics of seasonal and interannual variability. // *Int. Climatology*, 1998, Vol. 18, p. 1–22.
32. *Maximov I.V., Sarukhanian E.I., Smirnov N.P.* Long-Period Tidal Phenomena in the North part of the Atlantic Ocean. – *Cons. Int. Pour la Explor. de la Mer, Rapports et proces-verbaux*, 1972, Vol. 162, p. 285–295.
33. *Maximov I.V., Sarukhanian E.I., Smirnov N.P.* Long-term variations of the North Atlantic Current and their possible causes. – *Rapports et proces-verbaux*, 1972a, Vol. 62, p. 285–295.
34. *Perry A.H.* Changes in position and intensity of major N. Hemisphere centers of action. // *Weather*, 1971, 26, p. 268–270.
35. *Pettersson H.* Long periodical variations of the Tide Generating Force. // *Publ. Circonst. Cons. Perm. Int. Explor. Mer.*, 1913, 65, p. 1–23.
36. *Rossiter I.R.* Secular variation of sea-level. // *Assoc. Oceanogr. Phys. Publ. Scientific*, 1954, № 13, p. 1–21.
37. *Royer T.C.* High-latitude ocean variability associated with 18.6 – year nodal tide. // *J. of Geophys. Res.*, 1993a, Vol. 98, NOC3, 4639–4644.
38. *Sahsamanoglou H.S.* A contribution to the study of action centers in the North Atlantic. – *Int. J. of Climatology*, 1990, Vol. 10, p. 247–261.
39. *Toresen R., Jouhan O.* Variation in abundance of Norwegian spring herring (*Claea harangas*, Clupeidae) through the 20th century and the influence on Climatic fluctuation. // *Fish and Fisheries*, 2000, № 1, p. 231–256.
40. *Trupin A., Wahr I.* Spectroscopic analyses of global tide gauge sea level data. // *Geophys. J. Int.*, 1990, 100 (3), p. 441–453.