

О возможном влиянии лунного деклинационного прилива на температуру поверхности воды в Северо-Восточной части Тихого океана

Молодых Владимир Анатольевич

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, Санкт-Петербург
vam3@rambler.ru

Аннотация

Анализ многолетних изменений месячных аномалий температуры поверхности воды в северо-восточной части Тихого океана методами цифровой фильтрации, спектрального и корреляционного анализа позволил наглядно выявить географическую область, в которой наблюдаются их 18,6-летние колебания. Данная область примыкает к западному побережью Северной Америки и простирается по широте от 56° до 22° с.ш. На запад от побережья область имеет протяженность от 600 км на севере до 2500—3000 км на юге. Колебания температуры поверхности воды с лунным деклинационным периодом наблюдаются в зимние и весенние месяцы, наибольшие значения мощности колебаний соответствуют январю и февралю. Границы области приблизительно совпадают с границами холодного Калифорнийского течения.

Амплитуда 18,6-летних колебаний составляет 0,4—0,8 °С, вклад таких колебаний в энергетический спектр в зимние месяцы является самым заметным и может достигать 10 % общей изменчивости.

18,6-летние колебания температуры поверхности воды синхронизированы с изменением склонения Луны в деклинационном цикле: максимумы склонения соответствуют минимумам температуры поверхности воды с их задержкой по времени до одного года.

Высказано предположение о том, что отмеченные колебания температуры поверхности воды в океане могут вызываться вариациями скорости Калифорнийского течения в лунном 18,6-летнем цикле.

Ключевые слова: температура поверхности океана, 18,6-летний цикл, лунный деклинационный прилив, Тихий океан, Калифорнийское течение.

Введение

В работах различных авторов отмечается влияние 18,6-летнего лунного деклинационного прилива на гидрометеорологические характеристики атмосферы и океана: температуру воздуха над материками и температуру поверхностных вод в океане, характеристики циклонических центров действия атмосферы и различные индексы атмосферной циркуляции, скорость океанских течений, вариации солености воды в океане, айсберговый сток Антарктиды и другие. Краткий перечень исследований влияния лунного деклинационного прилива на характеристики климатической системы Земли приведен в работе автора [1].

При этом влияние лунного деклинационного прилива на характеристики системы «океан-атмосфера», как показывают исследования, не является доминирующим на фоне других факторов. Более того, этот прилив в ряде случаев рассматривается не только как малый по величине своего воздействия, но и даже как гипотетический фактор, не получивший достаточного подтверждения в

результатах наблюдений. Возможно, это связано с региональным, а не глобальным влиянием деклинационного прилива на атмосферу и океан.

Однако с точки зрения предсказуемости многолетних изменений в системе «океан-атмосфера» существование строго периодического внешнего воздействия, обладающего очевидной гравитационной природой, является важным фактором для более пристального изучения его проявлений в различных физических средах на планете.

В работе [1] были обнаружены и исследованы проявления лунного деклинационного прилива в квазидвадцатилетних изменениях зимней температуры воздуха T_a в западной части Северной Америки вблизи побережья Тихого океана в широтной зоне $30^\circ \div 50^\circ$ с.ш. с характерными размерами области изменений 1—2 тыс. км. Изменения T_a имели периодическую составляющую с длительностью, близкой к лунному деклинационному периоду 18,6 года, и происходили в противофазе со склонением Луны δ . Амплитуда колебаний T_a составляла от 0,3 до 2,0 $^\circ\text{C}$.

Аналогичные 18,6-летние колебания температуры поверхности океана T_w были выявлены в отдельных прибрежных районах, примыкающих к исследованной территории [1, 2, 3]. Однако, исследования квазидвадцатилетних изменений T_w в Тихом океане по наблюдаемым данным пока носят фрагментарный характер.

Поэтому представлялось интересным исследовать наличие или отсутствие 18,6-летних колебаний T_w в Тихом океане западнее указанной области на территории Северной Америки вдали от побережья. В случае, если такие колебания T_w будут выявлены в достаточно протяженной зоне океана, то можно было бы говорить либо о возможном влиянии колебаний T_w на колебания T_a над прибрежной зоной североамериканского континента, либо о действии на них общего внешнего фактора, физическая природа которого должна быть установлена.

Следует отметить, что западное побережье Северной Америки в средних широтах омывается Калифорнийским холодным течением. Калифорнийское течение существенно влияет на климат западного побережья, понижая температуру воздуха по сравнению с температурой воздуха в центральных и восточных районах США на тех же широтах. Поэтому можно предположить, что возможные вариации теплосодержания поверхностного слоя океана в зоне Калифорнийского течения в лунном деклинационном периоде могут находить отклик и в T_a прибрежных регионов.

Исходные данные и методика анализа

Использовались данные по температуре поверхности океана Национального центра экологической информации Национального управления океанических и атмосферных исследований (NCEI NOAA) в узлах сетки $2^\circ \times 2^\circ$ за период с 1854 по 2022 год в помесечном разрешении (<https://www.ncei.noaa.gov/products/extended-reconstructed-sst>).

Длина анализируемых рядов составляла 169 лет. Исследуемый регион представлял из себя северо-восточную часть Тихого океана в широтной зоне от 60° до 20° с.ш. Протяженность региона по долготе составляла 20° — 30° от западного побережья Северной Америки.

В качестве методов анализа использовались классические статистические методы, применяемые в климатологии: исключение параболического тренда, низкочастотная цифровая фильтрация, расчет автокорреляционных функций при различных запаздываниях, спектральный анализ автокорреляционной функции, расчет взаимных корреляций между рядами наблюдательных данных.

Обработка данных производилась следующим образом. Сначала из месячных данных о T_w в определенном квадрате сетки вычитался параболический тренд, затем осуществлялась низкочастотная цифровая фильтрация. Длина весовой функции фильтра равнялась 21 коэффициенту, частота обрезания фильтра составляла 0,075, что соответствует периоду 13,3 года [4].

Исключение параболического тренда из анализируемых рядов означает в первом приближении удаление колебаний с периодом более длины анализируемого ряда и не влияет на структуру колебаний с периодами менее его длины.

Проведенные сравнительные расчеты температурных спектров для случая исходных рядов и исходных рядов с исключенным параболическим трендом для T_w в изучаемом регионе показали, что исключение параболического тренда никак не отражается на значениях спектральной мощности P колебаний для периодов менее 150 лет. Меняются отсчеты спектра для более длительных периодов. Однако исключение параболического тренда является необходимой процедурой, поскольку вековые тренды показывают рост T_w на 1 °С и более за 169 лет, что будет очевидным образом маскировать изучаемые колебания.

Применение выбранного низкочастотного цифрового фильтра позволяет ослабить или подавить колебания в ряду с периодами менее 13,3 года, при этом в сглаживаемых рядах за счет свойств передаточной функции фильтра не возникает ложных колебаний. Практически после удаления тренда и фильтрации в рядах могли присутствовать колебания с периодами более 13 лет и менее, условно, 150 лет.

Полученные ряды в дальнейшем сопоставлялись с модельной синусоидальной кривой, имитирующей изменения δ в 18,6-летнем цикле путем расчета коэффициентов взаимной асинхронной корреляции R .

Результаты анализа

Для лучшего понимания методики и результатов анализа приведем графики спектральной мощности P колебаний T_w в декабре, январе и феврале для узла географической сетки с координатами 40° с.ш. и 232° в.д. (рис.1). Этот узел находится в Тихом океане северо-западнее г. Сан-Франциско на удалении около 400 км от западного побережья США. (В данной работе отсчет долгот производился в системе от 0° до 360° в.д.)

Расчет P производился для исходных месячных рядов T_w , не подвергавшихся никакой предварительной обработке[5].

Основной закономерностью, проявляющейся на рис.1, является наличие в каждом из трех графиков спектрального пика, соответствующего периоду колебаний 18,5 года. Учитывая, что анализируемые ряды являются ограниченными по своей длине, невозможно при классическом спектральном анализе получить

значение P на частоте, соответствующей периоду лунного деклинационного прилива 18,6 года.

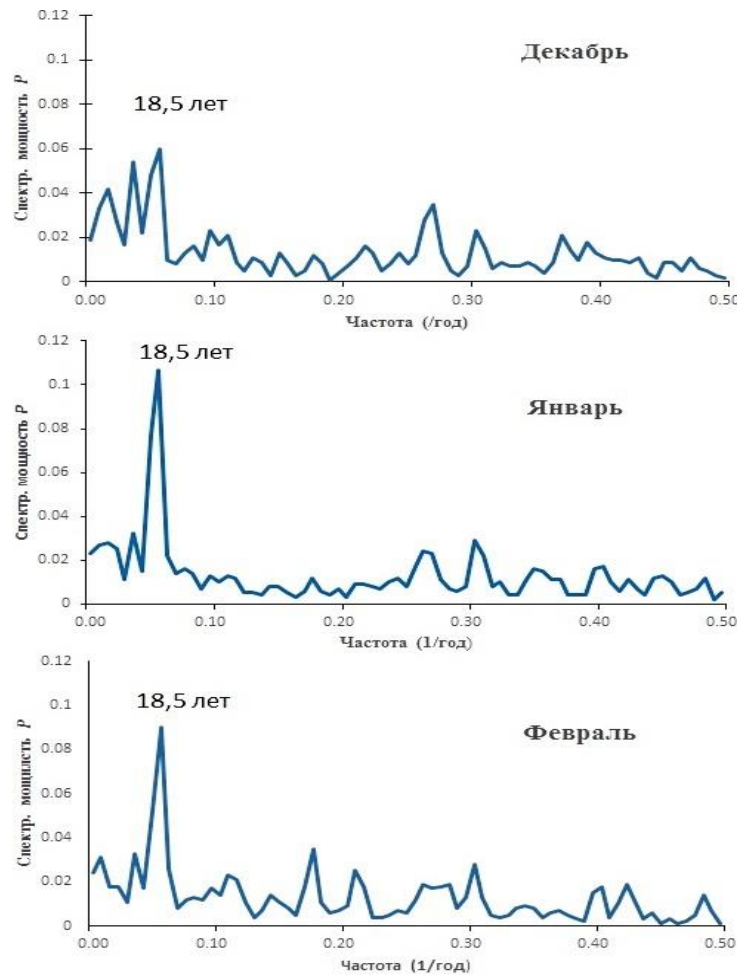


Рис.1. Спектральная мощность P колебаний T_w в декабре, январе и феврале в узле координатной сетки (40° с.ш., 232° в.д.), расположенном северо-западнее г. Сан-Франциско на удалении 400 км от западного побережья США.

Поскольку на настоящее время неизвестны периодические воздействия на T_w с периодом 18,5 года, принималось, что спектральный пик с периодом 18,5 года может быть статистически связан с лунным деклинационным приливом. Поэтому в дальнейшем P колебаний T_w с периодом 18,5 года интерпретировалась как вклад лунного деклинационного прилива в колебания T_w .

Из рис.1 видно, что для выбранного узла сетки колебания T_w на частоте лунного деклинационного прилива являются доминирующими. P колебаний во все три зимних месяца с лунным периодом превышает такую же мощность на всех других частотах, как для долгопериодных, так и более короткопериодных колебаний. Особенно это заметно в январе, где $P_{18,6} = 0,107$ и более чем в три раза превышает P на любых других частотах. Тем самым, для рассмотренных зимних месяцев можно говорить о заметном преобладании колебаний с периодом 18,6 года в спектре колебаний T_w по сравнению с действием иных факторов.

С учетом такой предварительной иллюстрации приведем основные результаты расчетов.

Расчеты производились для двух выборок T_w : 1. вдоль побережья (прибрежные воды) Северной Америки, 2. от побережья Северной Америки на запад вглубь Тихого океана вдоль нескольких выбранных параллелей.

Выборка 1 - прибрежные воды

Для анализа изменений T_w выбирались квадраты координатной сетки, находящиеся на различных широтах от 60° до 20° с.ш. и примыкающие к западному побережью Северной Америки (прибрежные воды). В первых двух столбцах табл.1 указаны широта и долгота центров соответствующих квадратов. Значения долготы места в таблице приведены в единицах от 0° до 360° от Гринвичского меридиана. Так, например, значение долготы $120^\circ W$ будет соответствовать значению $360^\circ - 120^\circ = 240^\circ$.

Поскольку в работе [1] анализировались изменения температуры воздуха вдоль западного побережья Северной Америки за три зимних месяца, анализ изменений T_w производился для трех зимних и, дополнительно, трех весенних месяцев. Весенние месяцы были также включены в анализ, поскольку океанская вода по сравнению с атмосферным воздухом обладает большой теплоемкостью и большой термической инерцией, соответственно климатические изменения T_w зимнего периода могут иметь проявления и в следующие, уже весенние, месяцы. Месяцы за период с июня по ноябрь в анализ не включались, поскольку предварительный анализ показал отсутствие у них заметных колебаний с лунным деклинационным периодом, по крайней мере для высоких и средних широт.

Результаты расчетов по первой выборке приведены в табл.1.

В левой части таблицы приведены значения R между сглаженными рядами изменений T_w в соответствующий месяц и отсчетами модельной синусоидальной кривой с периодом 18,6 года, моделирующей изменения δ с таким же периодом.

В правой части таблицы находятся значения P колебаний исходной месячной T_w на частоте лунного деклинационного прилива. Подчеркнем, что расчет P проводился для исходных месячных рядов T_w , не подвергавшихся никакой предварительной обработке.

Таблица 1. Статистические характеристики T_w на разных широтах и долготах вблизи западного побережья Северной Америки.

Ш. град	Д. град	Корреляция с 18,6-летним циклом						Спектральная мощность P					
		Дек.	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май	Дек.	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май
60	218	-0,05 ₀	-0,06 ₀	-0,18 ₁	-0,16 ₁	-0,14 ₁	-0,22 ₁	0,024	0,013	0,021	0,020	0,015	0,017
56	228	-0,23 ₀	-0,26 ₁	-0,40 ₁	-0,35 ₁	-0,31 ₀	-0,33 ₀	0,034	0,033	0,047	0,041	0,035	0,030
52	232	-0,35 ₀	-0,44 ₁	-0,56 ₁	-0,44 ₁	-0,42 ₀	-0,40 ₀	0,039	0,056	0,065	0,058	0,056	0,036
48	236	-0,40 ₀	-0,51 ₁	-0,58 ₁	-0,43 ₁	-0,46 ₀	-0,45 ₀	0,037	0,056	0,060	0,049	0,054	0,040
44	236	-0,37 ₀	-0,51 ₁	-0,55 ₁	-0,39 ₀	-0,36 ₀	-0,42 ₀	0,051	0,075	0,075	0,049	0,041	0,039
40	236	-0,33 ₀	-0,51 ₁	-0,52 ₁	-0,40 ₀	-0,27 ₀	-0,37 ₀	0,053	0,089	0,084	0,051	0,033	0,037
38	238	-0,31 ₀	-0,51 ₁	-0,53 ₁	-0,46 ₀	-0,24 ₁	-0,32 ₀	0,051	0,089	0,080	0,055	0,030	0,032
36	238	-0,33 ₀	-0,53 ₁	-0,56 ₁	-0,47 ₀	-0,24 ₁	-0,30 ₀	0,051	0,093	0,078	0,055	0,030	0,031
34	242	-0,31 ₀	-0,51 ₁	-0,52 ₁	-0,42 ₀	-0,10 ₁	-0,19 ₀	0,033	0,080	0,063	0,042	0,015	0,020
32	242	-0,33 ₀	-0,53 ₁	-0,53 ₁	-0,436 ₀	-0,16 ₁	-0,22 ₀	0,033	0,081	0,063	0,046	0,017	0,023
30	244	-0,39 ₀	-0,52 ₁	-0,51 ₁	-0,409 ₀	-0,27 ₀	-0,28 ₀	0,031	0,070	0,055	0,044	0,021	0,026
26	248	-0,40 ₀	-0,43 ₁	-0,49 ₁	-0,36 ₀	-0,36 ₀	-0,29 ₀	0,024	0,028	0,028	0,028	0,028	0,026
22	250	-0,29 ₀	-0,35 ₀	-0,49 ₁	-0,38 ₀	-0,23 ₀	-0,25 ₀	0,021	0,018	0,026	0,033	0,021	0,027
20	254	-0,25 ₀	-0,17 ₀	-0,37 ₁	-0,38 ₀	-0,02 ₀	-0,13 ₀	0,020	0,013	0,019	0,031	0,018	0,016

Рассмотрение результатов расчетов в левой части таблицы указывает на отрицательные значения R и их изменяющиеся величины в зависимости от месяца и географического положения.

Отрицательный знак R между изменяющимся в 18,6-летнем периоде δ и изменениями T_w означает, что при увеличении δ наблюдается уменьшение T_w с таким же периодом.

Значения R лежат в диапазоне практически от 0,000 до -0,559. Для удобства анализа было решено не принимать во внимание R менее 0,4 по модулю, как отражающие слабую связь между исследуемыми переменными, и сосредоточиться только на коэффициентах, по модулю превышающих 0,4. При длительности рядов, составляющей после применения фильтрации 149 лет, значения $R \geq 0,4$ характеризуют наличие определенной статистической связи между переменными.

Для наглядности R , попадающие в интервал по модулю $0,400 \div 0,499$, в ячейках таблицы выделены желтым цветом, а превышающие 0,500 - зеленым.

Из табл.1 следует, что основными месяцами, в которых проявляются наибольшие по модулю R , являются январь и февраль, кроме широт вблизи 60° и 20° , где заметные связи отсутствуют. Несколько меньшие по модулю значения R соответствуют марту, причем в более узкой полосе широт. Для широт 48° — 52° заметные по величине R анализируемых величин наблюдаются в апреле и мае.

Наибольшее по модулю значение $R = -0,52$ для левой части таблицы наблюдается в феврале для узла сетки с координатами 36° с.ш. и 238° в.д. (отмечено в таблице красным цветом). Наибольшее значение R в правой части таблицы отмечается для этих же географических координат, но для января, при этом $R=0,093$, или 9,3 % общей изменчивости.

В левой части таблицы в каждой ячейке в качестве подстрочного индекса приведено целое число, означающее задержку в годах между наступлением максимумов δ и минимумов в 18,6-летнем цикле T_w в соответствующем квадрате сетки. Задержка определялась по максимальным по модулю величинам R . Анализ индексов показывает, что между изменением δ и изменениями T_w наблюдается практически синхронная связь: минимум T_w наблюдается не позднее чем через год после максимума δ .

В правой части таблицы приведены рассчитанные оценки P колебаний на частоте, соответствующей лунному деклинационному периоду. Голубым цветом выделены ячейки, в которых P превышает 0,06, что выше уровня шума в 4,6 раза. Поэтому найденные значения P , превышающие в несколько раз величину 0,013, соответствующую спектру «белого шума», указывают на вероятность присутствия квазипериодического сигнала в анализируемом ряду.

Видно, что колебания с большими величинами P приходятся на январь и февраль и сосредоточены в широтной зоне 52° — 30° , при этом мощность колебаний в высоких и низких широтах меньше, чем в выделенной широтной зоне.

Примерное соответствие результатов в левой и правой частях таблицы, когда большие по модулю R и большие значения P приходятся на январь и февраль и расположены в близкой полосе широт, указывает на **не случайность** наблюдаемого явления.

Выборка 2 - разрез по широте

Анализ данных по выборке №2 производился по той же методике, что и для выборки №1. Результаты анализа приведены в табл.2, где содержатся рассчитанные статистические характеристики T_w для квадратов координатной сетки $2^\circ \times 2^\circ$, расположенных вдоль нескольких параллелей: 54° с.ш., 50° с.ш., 46° с.ш. и до 20° с.ш. для трех зимних и трех весенних месяцев. Отсчет долгот также осуществлялся в системе координат от 0° в.д. до 360° в.д. При этом в каждом сегменте таблицы с одинаковой широтой верхняя строка относится к прибрежным водам, каждая последующая строка характеризует значения величин для узла сетки западнее предыдущего. Осуществлялся как бы горизонтальный разрез поля T_w вдоль соответствующей параллели с востока на запад.

Таблица 2. Статистические характеристики температуры поверхности океана на разных широтах и долготах западное побережья Северной Америки.

Ш. град.	Д. град.	Корреляция с 18,6-летним циклом						Спектральная мощность					
		Дек.	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май	Дек.	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май
54	228	-0,27 ₀	-0,34 ₁	-0,47 ₁	-0,39 ₁	-0,35 ₀	-0,35 ₀	0,038	0,046	0,058	0,049	0,043	0,032
	226	-0,24 ₀	-0,31 ₁	-0,44 ₁	-0,38 ₁	-0,32 ₁	-0,32 ₁	0,037	0,043	0,055	0,047	0,040	0,030
	224	-0,21 ₀	-0,27 ₁	-0,42 ₁	-0,35 ₁	-0,31 ₁	-0,30 ₁	0,037	0,036	0,053	0,044	0,039	0,029
	222	-0,19 ₁	-0,24 ₁	-0,40 ₁	-0,34 ₁	-0,28 ₁	-0,29 ₁	0,038	0,034	0,050	0,042	0,035	0,028
	220	-0,16 ₀	-0,22 ₀	-0,36 ₁	-0,31 ₂	-0,26 ₁	-0,27 ₁	0,038	0,031	0,046	0,038	0,034	0,026
50	236	-0,39 ₀	-0,48 ₁	-0,56 ₁	-0,42 ₁	-0,46 ₀	-0,43 ₀	0,032	0,047	0,054	0,045	0,054	0,039
	234	-0,40 ₀	-0,50 ₁	-0,57 ₁	-0,45 ₁	-0,46 ₀	-0,44 ₀	0,038	0,057	0,061	0,053	0,058	0,040
	232	-0,41 ₁	-0,51 ₁	-0,59 ₁	-0,47 ₁	-0,45 ₀	-0,44 ₀	0,045	0,070	0,072	0,064	0,060	0,040
	230	-0,37 ₀	-0,49 ₁	-0,55 ₁	-0,47 ₂	-0,44 ₁	-0,41 ₁	0,045	0,072	0,078	0,069	0,061	0,037
	228	-0,32 ₀	-0,43 ₀	-0,55 ₁	-0,44 ₂	-0,40 ₁	-0,34 ₁	0,042	0,064	0,074	0,065	0,052	0,029
	226	-0,25 ₀	-0,36 ₁	-0,49 ₁	-0,39 ₂	-0,33 ₁	-0,27 ₁	0,034	0,049	0,066	0,050	0,041	0,023
	224	-0,21 ₀	-0,30 ₁	-0,44 ₁	-0,36 ₂	-0,29 ₁	-0,22 ₁	0,031	0,039	0,054	0,044	0,035	0,020
	222	-0,18 ₀	-0,26 ₀	-0,39 ₁	-0,31 ₂	-0,26 ₁	-0,20 ₁	0,028	0,032	0,047	0,033	0,032	0,018
	220	-0,13 ₀	-0,22 ₀	-0,35 ₁	-0,29 ₂	-0,24 ₁	-0,16 ₁	0,028	0,024	0,038	0,028	0,029	0,016
	236	-0,41 ₀	-0,54 ₁	-0,57 ₁	-0,43 ₁	-0,42 ₀	-0,45 ₀	0,047	0,071	0,068	0,051	0,049	0,042
46	234	-0,43 ₀	-0,57 ₁	-0,61 ₁	-0,46 ₁	-0,45 ₀	-0,46 ₀	0,054	0,082	0,078	0,059	0,057	0,042
	232	-0,42 ₀	-0,57 ₁	-0,61 ₁	-0,46 ₁	-0,43 ₀	-0,43 ₀	0,058	0,095	0,087	0,067	0,059	0,038
	230	-0,36 ₀	-0,52 ₁	-0,55 ₁	-0,42 ₁	-0,38 ₁	-0,36 ₀	0,051	0,090	0,085	0,066	0,052	0,029
	228	-0,29 ₀	-0,44 ₀	-0,48 ₀	-0,34 ₂	-0,31 ₁	-0,25 ₀	0,038	0,068	0,071	0,049	0,037	0,018
	226	-0,22 ₀	-0,37 ₀	-0,40 ₀	-0,27 ₂	-0,25 ₁	-0,16 ₁	0,027	0,049	0,054	0,035	0,028	0,012
	224	-0,18 ₀	-0,29 ₀	-0,34 ₀	-0,23 ₂	-0,21 ₂	-0,08 ₁	0,020	0,034	0,039	0,026	0,023	0,008
	244	-0,38 ₀	-0,55 ₁	-0,56 ₁	-0,40 ₀	-0,30 ₀	-0,39 ₀	0,059	0,097	0,088	0,056	0,038	0,039
40	232	-0,41 ₀	-0,58 ₁	-0,55 ₁	-0,38 ₁	-0,30 ₀	-0,39 ₀	0,060	0,107	0,090	0,057	0,041	0,035
	230	-0,38 ₀	-0,54 ₀	-0,50 ₀	-0,31 ₁	-0,25 ₀	-0,30 ₀	0,053	0,092	0,075	0,047	0,033	0,022
	228	-0,34 ₀	-0,47 ₀	-0,40 ₀	-0,20 ₁	-0,18 ₁	-0,22 ₀	0,043	0,073	0,054	0,034	0,025	0,014
	226	-0,28 ₀	-0,39 ₀	-0,30 ₀	-0,12 ₁	-0,12 ₁	-0,12 ₀	0,031	0,052	0,035	0,022	0,017	0,007
	224	-0,20 ₀	-0,27 ₀	-0,18 ₀	-0,03 ₂	-0,09 ₁	-0,05 ₀	0,024	0,032	0,019	0,011	0,012	0,004
	238	-0,33 ₀	-0,53 ₁	-0,56 ₁	-0,47 ₀	-0,24 ₁	-0,30 ₀	0,051	0,093	0,078	0,055	0,030	0,031
	236	-0,37 ₀	-0,56 ₁	-0,58 ₁	-0,46 ₀	-0,28 ₀	-0,36 ₀	0,056	0,102	0,083	0,057	0,032	0,037
36	234	-0,42 ₀	-0,59 ₁	-0,60 ₁	-0,43 ₁	-0,31 ₀	-0,38 ₀	0,058	0,103	0,087	0,053	0,033	0,037
	232	-0,43 ₀	-0,57 ₁	-0,56 ₁	-0,34 ₀	-0,27 ₀	-0,37 ₀	0,057	0,093	0,077	0,041	0,030	0,029
	230	-0,40 ₀	-0,52 ₁	-0,49 ₀	-0,25 ₀	-0,20 ₀	-0,33 ₀	0,051	0,078	0,059	0,033	0,022	0,022
	228	-0,35 ₀	-0,44 ₀	-0,38 ₀	-0,14 ₀	-0,13 ₀	-0,24 ₀	0,044	0,055	0,041	0,022	0,017	0,014
	226	-0,31 ₀	-0,36 ₀	-0,28 ₀	-0,05 ₀	-0,07 ₀	-0,17 ₀	0,036	0,038	0,026	0,016	0,013	0,009
	244	-0,39 ₀	-0,52 ₁	-0,51 ₁	-0,41 ₀	-0,27 ₀	-0,28 ₀	0,031	0,070	0,055	0,044	0,021	0,026
	240	-0,34 ₀	-0,51 ₁	-0,53 ₁	-0,46 ₀	-0,27 ₁	-0,28 ₁	0,038	0,083	0,071	0,057	0,030	0,031
30	236	-0,38 ₀	-0,52 ₁	-0,56 ₁	-0,48 ₁	-0,36 ₁	-0,33 ₁	0,045	0,081	0,078	0,063	0,039	0,037
	232	-0,42 ₀	-0,51 ₁	-0,55 ₁	-0,44 ₁	-0,32 ₀	-0,34 ₀	0,044	0,067	0,068	0,046	0,027	0,030
	228	-0,41 ₀	-0,46 ₁	-0,47 ₁	-0,33 ₁	-0,20 ₀	-0,30 ₀	0,041	0,052	0,052	0,029	0,016	0,018
	224	-0,36 ₀	-0,41 ₀	-0,38 ₀	-0,15 ₀	-0,01 ₀	-0,24 ₀	0,034	0,038	0,034	0,015	0,011	0,012
	220	-0,24 ₀	-0,26 ₀	-0,20 ₀	0,01 ₀	-0,00 ₀	-0,09 ₀	0,023	0,022	0,018	0,012	0,007	0,006
	250	-0,34 ₀	-0,35 ₁	-0,52 ₁	-0,36 ₀	-0,258 ₀	-0,24 ₀	0,022	0,019	0,024	0,028	0,017	0,023
	240	-0,31 ₀	-0,44 ₀	-0,44 ₀	-0,45 ₀	-0,430 ₀	-0,36 ₀	0,030	0,059	0,058	0,060	0,064	0,059
24	230	-0,32 ₁	-0,43 ₁	-0,39 ₁	-0,42 ₁	-0,437 ₁	-0,32 ₁	0,032	0,039	0,045	0,050	0,049	0,042
	220	-0,34 ₀	-0,43 ₁	-0,44 ₀	-0,38 ₁	-0,311 ₀	-0,21 ₁	0,042	0,047	0,053	0,044	0,030	0,019
	210	-0,20 ₀	-0,26 ₀	-0,24 ₀	-0,18 ₂	-0,199 ₀	-0,06 ₂	0,025	0,019	0,024	0,022	0,018	0,008
	244	-0,25 ₀	-0,36 ₀	-0,39 ₀	-0,40 ₀	-0,432 ₀	-0,44 ₀	0,024	0,039	0,043	0,044	0,055	0,055

20	240	-0,25 ₀	-0,37 ₁	-0,41 ₀	-0,48 ₀	-0,438 ₀	-0,45 ₁	0,025	0,045	0,047	0,062	0,069	0,069
	236	-0,26 ₀	-0,38 ₁	-0,42 ₁	-0,51 ₁	-0,444 ₁	-0,45 ₁	0,022	0,040	0,041	0,069	0,065	0,071
	232	-0,28 ₁	-0,36 ₂	-0,38 ₁	-0,50 ₁	-0,451 ₁	-0,40 ₁	0,023	0,032	0,036	0,066	0,060	0,062
	228	-0,33 ₁	-0,37 ₂	-0,35 ₁	-0,47 ₁	-0,447 ₁	-0,37 ₁	0,030	0,031	0,036	0,060	0,058	0,055
	224	-0,37 ₁	-0,43 ₂	-0,40 ₁	-0,48 ₁	-0,429 ₁	-0,31 ₁	0,039	0,038	0,044	0,061	0,054	0,045
	220	-0,31 ₀	-0,42 ₂	-0,40 ₁	-0,43 ₁	-0,367 ₁	-0,24 ₁	0,038	0,039	0,044	0,053	0,042	0,031
	216	-0,30 ₀	-0,38 ₁	-0,38 ₁	-0,38 ₁	-0,359 ₁	-0,23 ₂	0,042	0,040	0,045	0,048	0,041	0,026

Для оценки географического масштаба рассматриваемой океанской зоны вблизи западного побережья Северной Америки, для которой производились такие «разрезы», можно считать, что один градус координатной сетки равен примерно 100 км. Таким образом, рассматриваемая зона географически охватывает область с характерными размерами около 2500 км с севера на юг и с востока на запад.

Рассмотрим левую часть таблицы №2, где представлены значения R между отсчетами модельной синусоидальной кривой с периодом 18,6 года, синхронизированной по времени с максимумами δ , и сглаженными аномалиями T_w в различных квадратах координатной сетки. Так же, как и для выборки № 1, обращают на себя внимание отрицательные значения R и их изменяющиеся значения в зависимости от месяца и географического положения.

Можно заметить, что по модулю значения R находятся в диапазоне от 0,0 до 0,6. Выделение цветом аналогично предыдущей таблице.

Из табл.2 видно, что основными месяцами, в которых проявляются наибольшие по модулю R , на всех рассмотренных широтах также являются январь и февраль, кроме широты 54° , где анализируемый температурный цикл выявляется только в феврале и с очень узкой географической протяженностью, около 300 км.

На широтах от 50° до 36° широтная протяженность зоны со значениями $R \geq 0,4$ по модулю составляет около 1000 км. Однако для широты 30° протяженность вдоль параллели зоны заметных по величине R составляет уже около 2000 км (шаг по параллели в этом сегменте таблицы был выбран уже не 2° , а 4°). Это обстоятельство говорит о расширении по широте при движении к югу зоны значимых R . Это расширение зоны к югу хорошо видно на примере сегмента таблицы для широты 24° , где в таблице применен шаг 10° . Это расширение составляет уже около 3000 км. Сходные значения ширины зоны наблюдаются и для широты 20° .

Если для широты 46° значение $R = -0,613$, то для широты 20° $R = -0,509$, что говорит об ослаблении статистической корреляционной связи при движении на юг.

Еще одной особенностью широтного распределения R является неравномерное распределение во времени максимальных значений коэффициентов в течение полугода при движении с севера на юг. Так, для широты 46° связь наблюдается в течение 6 месяцев, для широт от 40° до 24° - трех-четырех месяцев, для широты 20° - пяти месяцев, причем первым месяцем проявления связи выступает не декабрь, а январь или февраль, причем с небольшими значениями R . В целом для широт $24^\circ \div 20^\circ$ наблюдается смещение в годовом ходе заметных, но небольших, значений R от конца зимы к весне.

В левой части таблицы в каждой ячейке в качестве подстрочного индекса приведено целое число, означающее задержку в годах между наступлением максимумов δ и минимумов в 18,6-летнем цикле T_w в соответствующем квадрате сетки. Задержка определялась по максимальным по модулю величинам R .

Все подстрочные индексы имеют величины от 0 до 2, преимущественно 0 или 1, что говорит о практически синхронном изменении δ и T_w в 18,6-летнем цикле. При задержке 1 или 2 года минимумы 18,6-летних колебаний T_w отстают от максимумов δ .

Обобщая рассмотрение левой части таблицы, можно сказать, что зона заметных по величине значений R между сглаженными значениями T_w и кривой δ в 18,6-летнем периоде расширяется при движении с севера на юг и на юге охватывает более теплые месяцы года, а не только январь и февраль. При этом февраль на разных широтах демонстрирует более тесные отрицательные корреляционные связи T_w с δ , чем другие месяцы из числа рассмотренных. Это видно по значениям R , выделенных в левой части таблицы красным цветом и максимальных каждый в своем сегменте.

В правой части таблицы приведены значения P на основе автокорреляционной функции на частоте, соответствующей периоду изменения δ 18,6 года. Напомним, что P на каждой частоте соответствует доле дисперсии колебаний в анализируемом ряду, на эту частоту приходящейся. Значения P в таблице изменяются от 0,004 до 0,103.

Анализ данных из правой части таблицы показывает наличие заметных по величине значений P для января и февраля в широтной зоне от 50° до 30° с.ш. Севернее 50° с.ш. P невелика и не укладывается в выбранный критерий ($P \geq 0,06$). На широтах 30° и 24° с.ш. значения P находятся около 0,06 и приходятся не на зимние месяцы, а на весенние: март, апрель и май. Наблюдается ситуация, когда в более южных широтах максимальные значения P сдвигаются от зимы к весне.

Как и в случае табл.1, максимальные значения P для каждой широты выделены красным цветом.

Максимальные значения P по всей правой части таблицы приходятся на широты 46° , 40° , 36° и 30° с.ш., при этом они составляют 0,095, 0,107, 0,103, 0,083. Также эти максимальные значения P наблюдаются не в прибрежной зоне, а на удалении от нее по долготе 2° — 6° , что составляет примерно 200—600 км от побережья.

Визуальное сравнение левой и правой частей таблицы показывает определенное подобие распределения данных: чем больше по модулю R в определенной ячейке левой части таблицы, тем большей по величине наблюдается P в соответствующей ячейке правой части таблицы. То есть более мощному периодическому сигналу длительностью 18,6 года соответствует больший по модулю R .

Следует отметить еще одну особенность приведенных в таблице данных. При движении вдоль широты от берега на запад в сторону открытого океана значения как R , так и P после достижения экстремумов на определенном удалении от берега начинают монотонно изменяться по величине. Например, для широты 36° и февраля месяца значения R изменяются от -0,559 до -0,601 (экстремум), а затем монотонно растут, проходя значения -0,601, -0,561, -0,494, -0,382, -0,281. Такая же картина для R наблюдается во всей левой части таблицы.

Анализируя данные из правой части таблицы для той же широты и месяца, мы приходим к аналогичной закономерности. P по мере движения от побережья на запад сначала возрастает от 0,078 до 0,087, затем монотонно падает, проходя значения 0,077, 0,059, 0,041, 0,026.

Данное обстоятельство очевидным образом показывает, что связь изменений T_w с лунным деклинационным приливом носит региональный характер, и она не зависит, например, от прямой солнечной радиации, равномерно распределенной на каждой конкретной широте по всем долготам.

Характер полученных результатов с большой долей вероятности показывает, что лучшим объяснением полученной картины может быть изменение температурных характеристик океана в зоне Калифорнийского течения в 18,6-летнем периоде.

Для лучшей визуализации приведенных в табл.2 результатов на рис.2 показано расположение географических узлов, в которых в феврале месяце наблюдаются наибольшие по модулю значения P 18,6-летних колебаний T_w . Из рисунка видно, что эти узлы находятся как раз в зоне прибрежного Калифорнийского течения.

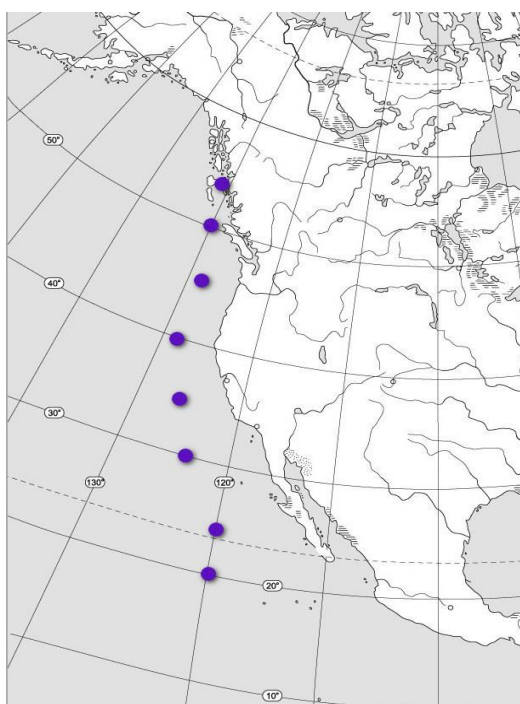


Рис.2. Расположение узлов географической сетки, в которых спектральная мощность P 18,6-летних колебаний температуры поверхности океана T_w в феврале максимальна.

Для наглядности на рис.3 приведены кривые сглаженных по принятой в данной работе методике февральских рядов T_w в пяти узлах сетки из рис.2 в сопоставлении с δ .

При том, что разброс для приведенных кривых на рис.3а по долготе составляет 20° (2 тыс. км), все кривые имеют сходный вид, что говорит о единстве процессов, их формирующих. Кривые T_w в основном противофазны δ (рис.3б). Если эти пять кривых усреднить между собой и рассчитать величину R между средней T_w и δ , то при сдвиге температурного ряда на один год R составит -0,60, а за последние 100 лет будет равен $R=-0,72$. Такая статистическая связь может рассматриваться как сильная.

Менее наглядная противоположная связь между T_w и δ в начальный период наблюдений (вторая половина 19-го века) может быть связана как с недостаточно точными исходными данными о T_w в тот период времени, так и с вариациями

тихоокеанского круговорота по причинам, отличным от лунного деклинационного прилива. В любом случае, на рис.3 выделяются шесть полных 18,6-летних колебаний T_w .

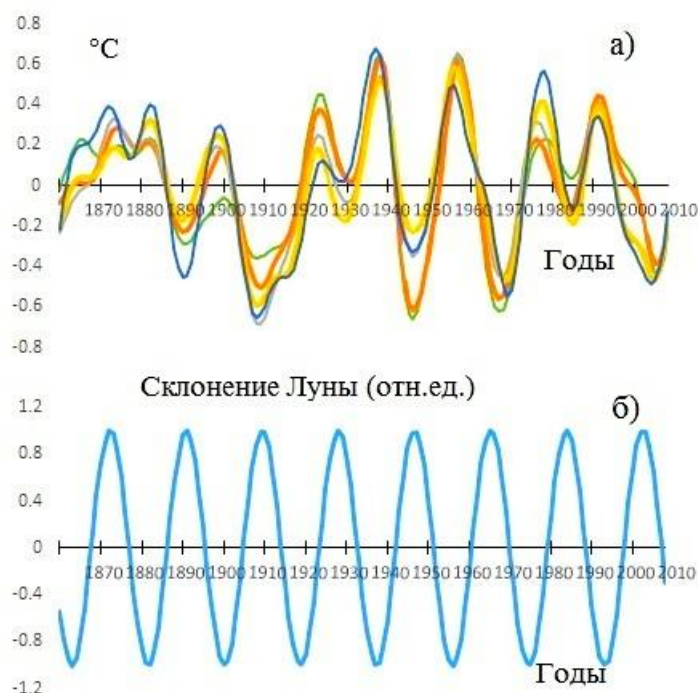


Рис. 3. а) многолетний ход сглаженных февральских значений T_w в узлах сетки с координатами (град. с.ш., град. в.д.): зеленая кривая (50° , 230°), оранжевая (46° , 232°), серая (40° , 232°), желтая (36° , 234°), синяя (30° , 240°), б) склонение Луны δ в 18,6-летнем цикле.

Обсуждение результатов

Приведенные выше результаты расчетов характеристик 18,6-летних колебаний T_w подтверждают и расширяют выводы других исследователей в части наличия и географического положения 18,6-летних колебаний T_w в северо-восточной части Тихого океана.

При этом остается не до конца понятным механизм возникновения таких колебаний. Большинство авторов сходится во мнении, что 18,6-летние колебания T_w являются следствием модуляции деклинационным приливом полусуточных и суточных колебаний уровня океана и его перемешивания за счет лунного полусуточного и суточного приливов. Поскольку наилучшее перемешивание поверхностных вод океана за счет приливов должно наиболее ярко проявляться на мелководье, вблизи берега, там же должна быть максимальной связь T_w и δ .

В реальности, как показано выше, наилучшие значения R между T_w и δ и наибольшая величина P наблюдаются на удалении от западного побережья Северной Америки в сторону океана на расстоянии 200—400 и более километров, достаточно далеко от берега и от мелководья. Наилучшая связь между T_w и δ для прибрежных вод наблюдается только для широты 54° с.ш.

Зона мелководья (шельфовая зона) у западного побережья Северной Америки очень узкая. Характерные глубины океана на удалении от берега на 100-

200 км превышают 1000 м. А именно на заметном удалении от берега, в зоне больших глубин наблюдаются лучшие статистические связи между T_w и δ . По-видимому, кроме приливного перемешивания, на изменения T_w в рассмотренной зоне может оказывать также Калифорнийское течение, меняющее свою скорость и теплоперенос в лунном цикле.

Более того, приливное перемешивание в открытом океане на одной и той же широте должно создавать одинаковые по величине 18,6-летние колебания T_w . Анализ данных из табл.2 показывает другой результат, подчеркивая ограниченность зоны 18,6-летних колебаний T_w и ее привязку к зоне Калифорнийского течения.

Остается непонятным период проявления в годовом ходе статистических связей T_w и деклинационного прилива, составляющий для изученных широт от трех до шести месяцев в году, причем месяцами с лучшей связью являются два зимних месяца: январь и февраль, и только потом весенние. Можно предположить, что, поскольку в период с декабря по февраль солнечная радиация в годовом ходе в целом имеет малые значения, то динамические процессы в океане под влиянием на него гравитационного воздействия Луны являются превалирующими по сравнению с влиянием на T_w радиационных и циркуляционных факторов в атмосфере.

Выделение весенних месяцев с наилучшим проявлением 18,6-летних колебаний в рассмотренных южных широтах можно объяснить тем обстоятельством, что холодные воды Калифорнийского течения из северных районов по мере движения достигают южных районов с задержкой в 1-3 месяца за счет относительно небольшой скорости самого течения.

Выделенная зона 18,6-летних колебаний T_w имеет ограниченную ширину на севере и достаточно большую протяженность на юге (до 3000 км). Эта зона напоминает зону распространения Калифорнийского течения, которая также увеличивается по протяженности на юге, где холодное Калифорнийское течение постепенно расширяется, прогревается и трансформируется в теплое Северное пассатное течение.

Остается неясным наличие и протяженность зоны 18,6-летних колебаний T_w далеко за пределами рассмотренной в работе области. Так, С.Осафуне с соавторами [6] высказали предположение, что модуляция вертикального перемешивания океанских вод, вызванная приливами и связанная с 18,6-летним циклом изменения орбиты Луны, может влиять на крупномасштабную картину T_w во всей северной части Тихого океана. Используя численную модель океана для изучения его реакции на 18,6-летнюю модуляцию перемешивания, они обнаружили отклик в виде температурной аномалии с периодом 18,6 года, медленно перемещающейся с запада на восток. Для проверки этой модели на наблюдаемых данных требуется расширить зону анализа за пределы исследованной в работе области.

Заключение

Проведенное рассмотрение изменений температуры поверхности Тихого океана в его северо-восточной части позволило выделить их статистически связанные с лунным деклинационным приливом колебания с периодом 18,6 года. Эти колебания локализованы в зоне от 22° до 56° с.ш. На севере выделенной области ширина зоны колебаний составляет порядка 600 км, на юге - до 2500—3000

км. Колебания T_w с лунным деклинационным периодом наблюдаются в зимние и весенние месяцы, наибольшие значения мощности 18,6-летних колебаний соответствуют январю и февралю.

18,6-летние колебания T_w с учетом поправки на свойства передаточной функции фильтра имеют амплитуду 0,4—0,8 °С, их вклад в спектр колебаний в отдельные месяцы является самым заметным на фоне колебаний с другими периодами и может достигать 10 % общей дисперсии.

Зона колебаний приблизительно совпадает с зоной распространения Калифорнийского течения. Такое совпадение позволяет предположить, что механизмом формирования 18,6-летних колебаний T_w может выступать влияние деклинационного прилива на скорость Калифорнийского течения и его теплоперенос.

Наличие колебаний в зимних рядах T_w с деклинационным периодом и их совпадение по фазе с колебаниями приземной зимней температуры воздуха над западным побережьем Северной Америки, а, также, их общая противофазность с δ подтверждает возможность ведущего воздействия океана на возникновение 18,6-летних колебаний температуры воздуха в зимний период над материком восточнее зоны Калифорнийского течения.

Полученные результаты подчеркивают перспективность расширения географической зоны статистических исследований для уточнения механизма влияния лунного деклинационного прилива на многолетние изменения характеристик океана и атмосферы.

Список литературы

1. Молодых В. А. О 18,6-летних колебаниях температуры воздуха в западной части Северной Америки // Гидрометеорология и экология. 2024. № 77. С. 689—715. doi: 10.33933/2713-3001-2024-77-689-715.
2. McKinnell S.M., Crawford W.R. The 18.6-year lunar nodal cycle and surface temperature variability in the northeast Pacific // J. of Geophys. Res. 2007. Vol. 112, C02002. P. 1—15. doi: 10.1029/2006JC003671.
3. Royer T.C. High-latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // Journal of geophysical research. 1993. Vol. 98. № C3. P. 4639—4644.
4. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы. М.: Мир, 1982. 428 с.
5. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат. 1967. 242 с.
6. Osafune S., Kouketsu S., Masuda S., Sugiura N. Dynamical ocean response controlling the eastward movement of a heat content anomaly caused by the 18.6-year modulation of localized tidally induced mixing. // J. of Geophys. Res.: Oceans, v.125, iss.2. doi.org/10.1029/2019JC015513

Благодарности

Автор выражает свою благодарность и признательность д.г.н. Б.Г.Шерстюкову за плодотворное обсуждение полученных результатов и предоставленные исходные данные, а также академику РАН и НАН Республики Беларусь В.Ф.Логинову за внимание, проявленное к усилиям автора и сформулированным им выводам.

On the possible influence of the lunar declination tide on the water surface temperature in the North-East Pacific Ocean

Vladimir A. Molodykh

A. I. Voeikov Main Geophysical Observatory, St. Petersburg, Russia
vam3@rambler.ru

Summary

Analysis of long-term changes in monthly anomalies of sea surface temperature in the northeastern Pacific Ocean using digital filtering, spectral and correlation analysis allowed us to clearly identify the geographic region in which their 18.6-year oscillations are observed. This region is adjacent to the west coast of North America and extends in latitude from 56° to 22° N. To the west of the coast, the region extends from 600 km in the north to 2500-3000 km in the south. Fluctuations in sea surface temperature with the lunar declination period are observed in the winter and spring months, the highest values of the oscillation power correspond to January and February. The boundaries of the region approximately coincide with the boundaries of the cold California Current.

The amplitude of 18.6-year oscillations is 0.4-0.8 °C, the contribution of such oscillations to the energy spectrum in the winter months is the most noticeable and can reach 10% of the total variability. The 18.6-year variations in sea surface temperature are synchronized with the change in the lunar declination cycle: the declination maxima correspond to the sea surface temperature minima with a time delay of up to one year.

It is suggested that the observed variations in the ocean surface temperature may be caused by variations in the velocity of the California Current in the lunar 18.6-year cycle.

Keywords: sea surface temperature, 18.6-year cycle, lunar declination tide, Pacific Ocean, California Current.