

INICIO

NIVEL DEL MAR

Las ondas que se observan en el mar pueden ser clasificadas de diversas maneras. De acuerdo con el lugar donde se las observa se dividen en ondas de superficie y ondas internas. Según sea la forma de propagación, pueden ser progresivas (la cresta de la onda avanza con el tiempo) o estacionarias (se mantienen posiciones donde la amplitud es cero y posiciones donde la amplitud es máxima). También pueden clasificarse según la relación existente entre su altura y longitud de onda y entre la profundidad y la longitud de onda. Según sea la causa que las ha originado, las ondas presentan propiedades especiales, siendo una de ellas el período de sus oscilaciones, que permite realizar otra clasificación. La figura 1 muestra una clasificación de las ondas de acuerdo a su período (Kinsman, 1965).

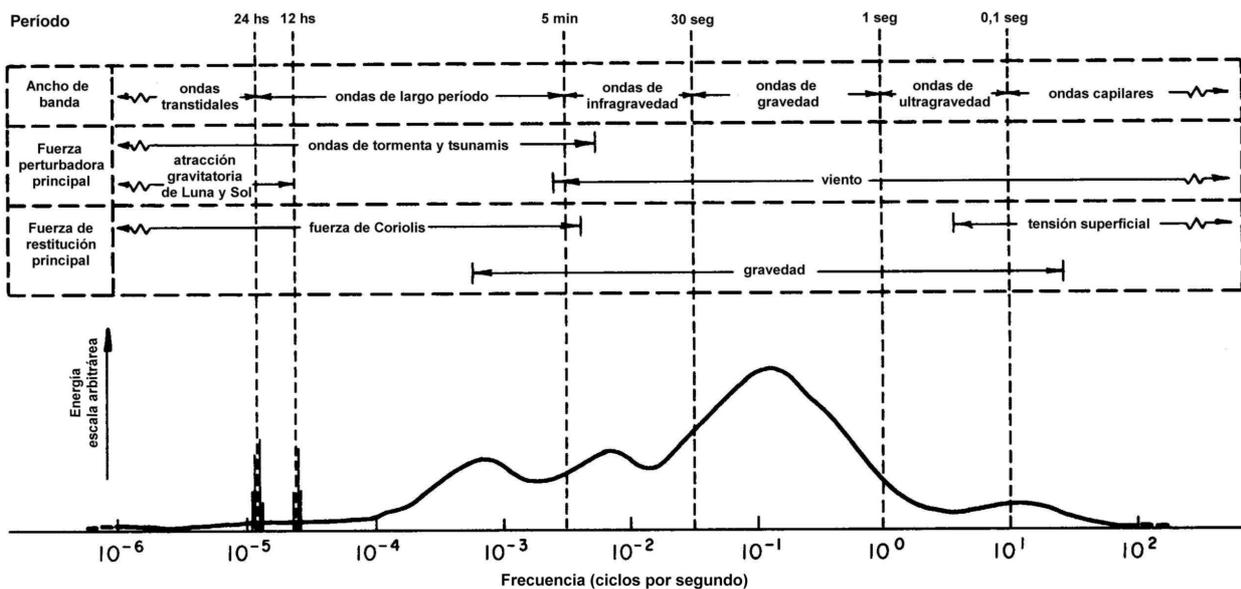


Figura 1

Las ondas transtidales tienen períodos superiores a las 24 horas y se deben a fenómenos meteorológicos que producen elevaciones o depresiones del nivel del mar. Dentro de estas últimas se encuentran las ondas de plataforma y las ondas de tormenta.

Se acepta actualmente que las ondas de plataforma son generadas por sistemas atmosféricos de gran escala que se mueven transversalmente o a lo largo de la plataforma. Estos sistemas atmosféricos tienen períodos de alrededor de una semana, longitudes de onda del orden de 103 km y fluctuaciones de presión y esfuerzo del viento del orden de 5 hPa y 1 dina/cm², respectivamente. Las ondas de plataforma tienen longitudes de onda mucho mayores que el ancho de la plataforma y amplitudes de unos pocos centímetros.

Las ondas de tormenta se producen a causa de cambios bruscos de la presión atmosférica y del efecto de arrastre del viento. Sus períodos varían desde unas pocas horas hasta 2 o tres días.

El espectro de las mareas presenta fundamentalmente dos picos espectrales en los períodos de 12hs y 24 hs. Son provocadas por la acción gravitatoria de la Luna y el Sol.

Provocadas por fenómenos sísmicos o volcánicos submarinos existen ondas con períodos de 10 a 20 minutos que se denominan tsunamis. Tienen una gran longitud de onda y alta velocidad de propagación del orden de los 200km y los 150m/seg, respectivamente, y cuando llegan a una costa se levantan de unos 10 a 20 metros.

Dentro de las ondas largas se encuentran las seiches que tienen períodos comprendidos entre 1min y las 2hs. Las seiches son perturbaciones que ingresan en la plataforma desde el océano abierto, encontrando en la misma una geometría que le permita resonar. Es probable que intervengan en la formación de las seiches las variaciones de la presión atmosférica producidas por el paso de frentes en aguas de la plataforma, fuertes trenes de olas, o a actividad sísmica.

Las ondas de infragravedad han sido llamadas "pulsaciones de la resaca", se originan en la zona de las rompientes debido a la variabilidad que es propia de la altura de las olas y se propagan hacia la alta mar con períodos de 30seg a 4min, gran longitud de onda y una altura que es aproximadamente el 10 % de la altura media de las rompientes que las generaron.

Las ondas cuya principal fuerza restitutiva del movimiento es la gravedad se denominan "olas", "mar de fondo", "mar de leva" y "rompientes", según se encuentren, respectivamente, en la región donde son generadas por el viento, fuera de la región donde se generaron trasladándose en zonas de calma o vientos flojos, fuera de la región de generación en zonas de calma o vientos flojos donde la profundidad del mar es poca, en la zona de la resaca donde se rompen volcándose sobre la playa de manera turbulenta (Panzarini,1970). Sus períodos varían entre 0,1seg y 30seg, mientras que sus longitudes de onda y velocidades pueden ser de hasta 1000m y 45m/s respectivamente. Su altura varía entre unos pocos centímetros y los 20m. Las olas, la mar de fondo, la mar de leva y las rompientes no son en verdad sino cuatro etapas en la vida de un mismo fenómeno, que se presenta durante su propagación desde la región en que se generó hasta la costa.

Las ondas de ultragravedad son afectadas por la tensión superficial y la gravedad terrestre y se deben a la acción del viento.

Las ondas capilares se llaman "rizos" y resultan afectadas principalmente por la tensión superficial del agua que actúa como fuerza restitutiva del estado de equilibrio de la superficie. Tienen un período inferior a 0,1seg y una longitud de onda inferior a los 2cm (su altura es pequeña y su velocidad de propagación es mayor que 23cm/seg).

Toda observación instantánea del nivel del mar, utilizando un registrador de marea, puede considerarse como la suma de tres partes componentes: nivel medio del mar, marea astronómica y onda de tormenta. Los fenómenos físicos que las producen son diferentes y sus representaciones espectrales en el dominio de la frecuencia permiten estudiarlas separadamente. Sin embargo, este hecho no implica que el efecto total esté dado por la suma de los individuales, ya que debido a los efectos no lineales en aguas poco profundas, cada una de las partes componentes aquí mencionadas interactúa dinámicamente con las demás (Warrick et al., 1992). En el caso de la Provincia de Buenos Aires también se encuentran presentes en los registros de marea oscilaciones cuyas frecuencias son mayores que las de la ola y menores que las de la marea (seiches).

❖ Nivel medio del mar

El nivel medio del mar se define como la media aritmética de alturas horarias de marea (o alturas equiespaciadas con un intervalo menor) durante un período de tiempo adecuado que permita eliminar la influencia de la marea. Puede considerarse como una función del tiempo, pues se han comprobado cambios al estudiar series largas de mediciones. Estos cambios del orden de los 10 a 30 cm por centuria son pequeños comparados con las variaciones diarias, semianuales o anuales del nivel del mar. Las variaciones anuales o semianuales del nivel medio del mar se deben fundamentalmente a los cambios estacionales de presión atmosférica, de densidad del agua y de circulación del océano.

El nivel medio del mar es una buena primera aproximación al geoide, aunque existen efectos oceanográficos tales como la variación en la densidad del agua, patrones de circulación oceánica permanente y efectos atmosféricos, los cuales producen diferencias que en el peor de los casos pueden exceder el metro pero que generalmente son menores (Pugh, 1987).

Durante los periodos de glaciación los niveles del mar descienden debido a que el agua queda retenida en los casquetes polares. A medida que los glaciares se van derritiendo, va aumentando el nivel mundial del mar, pero este aumento general de nivel puede no manifestarse a lo largo de las costas que recientemente han quedado liberadas de su peso de hielo. Esto se debe a que a lo largo de estas costas se produce un levantamiento isostático de la tierra que se mide como una disminución del nivel local del mar (por ejemplo Sitka, en Alaska, UNESCO 1985).

El incremento del dióxido de carbono y otros gases en la atmósfera producen un incremento en la temperatura global que se conoce como efecto invernadero. Barth and Titus, 1984, identificaron a este efecto como uno de los causantes del ascenso global del nivel del mar. Para los próximos 100 años (2100) es probable que la temperatura media global se eleve alrededor de 3°C (Houghton et al., 1990). Luego es razonable suponer que este incremento en la temperatura global conduzca a un calentamiento y una expansión del volumen de agua de los océanos y al derretimiento de las masas de hielo.

Por otro lado los registros geológicos muestran que en distintas partes del mundo han ocurrido enormes movimientos verticales relativos tierra - mar. Por ejemplo desde la última glaciación, 10.000 años atrás, en algunos lugares el nivel medio se ha incrementado más de 40 m respecto a la tierra.

Los cambios del nivel medio del mar relativos a puntos fijos en tierra son una medida sólo de la diferencia entre los movimientos verticales del nivel del mar y los de la tierra misma.

Uno de los principales problemas de la interpretación del nivel medio del mar es la identificación de los cambios eustáticos (cambios mundiales del nivel medio) y epirogénicos (cambios del nivel medio producidos por movimientos verticales de la tierra) cuando sólo son medidos directamente los cambios seculares (cambios del nivel medio registrados durante largos períodos).

Para determinar un nivel medio del mar representativo del geoide las mediciones deben realizarse en períodos largos de tiempo para eliminar las alteraciones producidas por la marea.

Según Lanfredi et. al. (1998) en las costas argentinas se verifican las siguiente tendencias del nivel medio del mar:

Buenos Aires: $+1,6 \pm 0,1$ mm / año

Mar del Plata : $+1,4 \pm 0,5$ mm / año

Quequén: $+1,6 \pm 0,2$ mm / año

Puerto Madryn: $+3,5 \pm 0,1$ mm / año

En 1933 se creó el Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) en el Observatorio de Bidston en el Reino Unido, con la finalidad de mantener un banco de datos mundial de niveles medios mensuales. También actúa como organismo receptor de niveles medios mensuales para el proyecto Global Sea Level Observing System (GLOSS), coordinado por la Comisión Oceanográfica Internacional (COI). El proyecto GLOOS esta compuesto por una red de 300 estaciones mareográficas distribuidas en 85 países. En nuestro país participan de este último proyecto las estaciones de: Mar del Plata, Puerto Madryn, Puerto Deseado, Ushuaia y Esperanza. Por otra parte el PSMSL cuenta con datos de alrededor de 1500 estaciones de marea, representadas en la Figura 1.1:

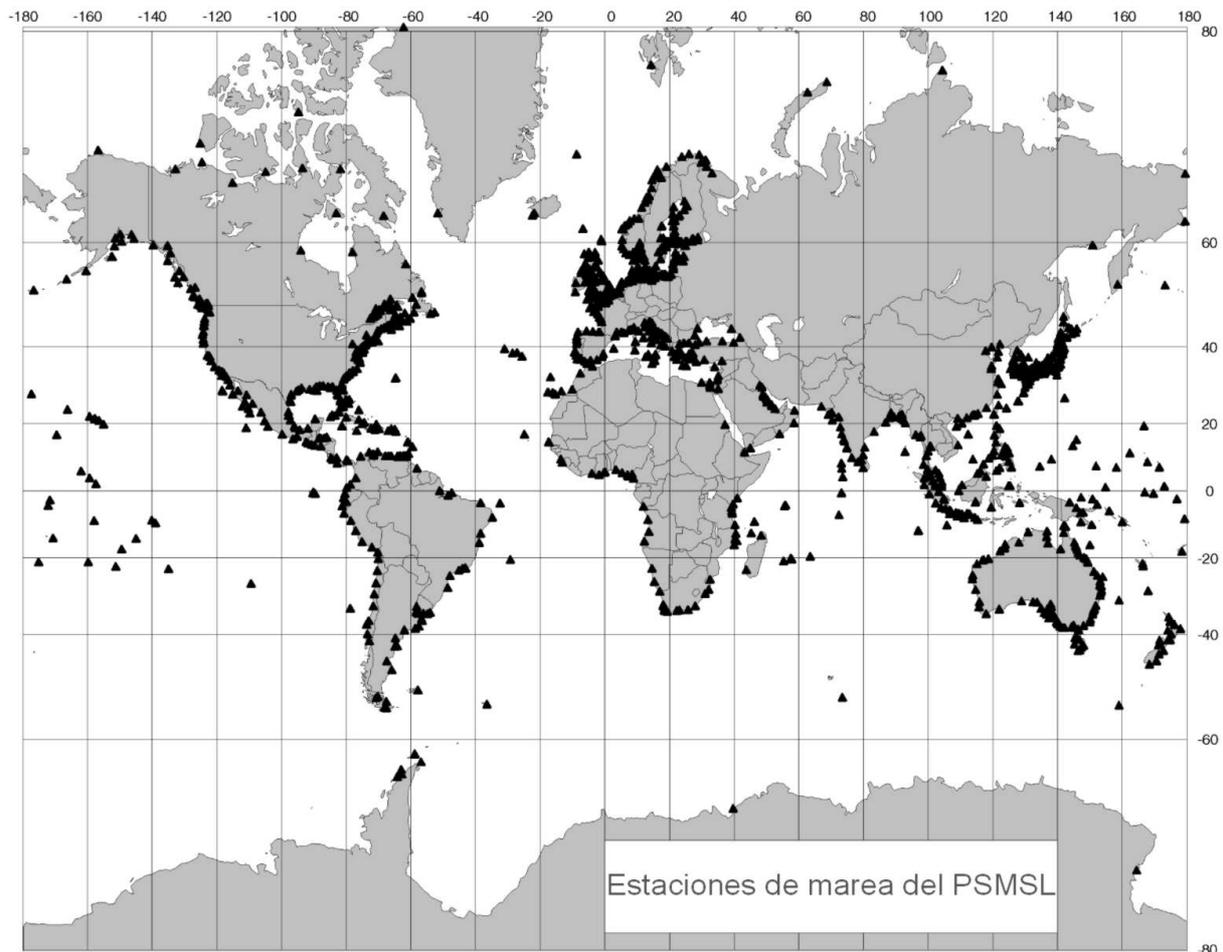


Figura 1.1

❖ Marea astronómica

Se entiende por marea astronómica o lunisolar a la oscilación periódica del nivel del mar que resulta de la atracción gravitacional de la Luna y el Sol que actúan sobre la Tierra en rotación. Este movimiento vertical es acompañado por uno horizontal provocado por las mismas causas y que se denomina corriente de marea.

Este fenómeno no sólo se manifiesta sobre la hidrósfera sino también sobre atmósfera y la corteza terrestre. Si bien la marea terrestre no es considerada en el cálculo de los niveles medios, debe tenerse en cuenta cuando se utilizan alturas de marea referidas a puntos fijos en tierra, para ciertos trabajos donde se requiera máxima precisión.

Se define como pleamar al nivel máximo alcanzado por una marea creciente. Se conoce como bajamar al nivel mínimo alcanzado por una marea bajante. La diferencia de altura entre una pleamar y la bajamar que le sigue se denota como amplitud de la marea.

Desde épocas remotas, se han realizado mediciones del nivel del mar en zonas costeras para explicar sus variaciones. A través de las observaciones las primeras civilizaciones llegaron a conclusiones intuitivas vinculando los movimientos de la marea con el paso de la Luna. Herodoto (484 A.C.) fue uno de los primeros en percatarse de las crecientes y bajantes diarias en cierto lugar del Mar Rojo. Posteriormente, Aristóteles (384 A.C.) fue quien a partir de las numerosas teorías existentes, asoció al fenómeno de la marea con ciertas fases de la Luna.

Recién en la segunda mitad del siglo XVII, Isaac Newton (1642 - 1727) formuló una teoría para estudiar el comportamiento de la fuerzas generadoras de marea que constituyó la base para estudios posteriores. En la actualidad a estas investigaciones se las conoce como teoría de equilibrio o teoría estática de la marea, en ella se da como responsable de las fuerzas generadoras de marea a las atracciones gravitatorias de la Luna y el Sol.

El matemático francés Laplace (1749 - 1827) fue el primero en introducir en 1774 la hidrodinámica en la teoría de las mareas. Puso énfasis en la relación de los períodos celestes del sistema Tierra - Luna - Sol con los movimientos del agua a quien adjudicó dichos períodos. Estos pensamientos posibilitaron la introducción del concepto de ondas componentes de marea.

En 1867 Lord Kelvin utilizó el método de análisis armónico para determinar las amplitudes y fases de las ondas componentes de marea que responden a periodicidades del sistema Tierra - Luna - Sol.

En 1883 el Profesor G. H. Darwin y J. C. Adams, elaboraron un muy completo informe sobre análisis armónico de marea que fue publicado en el Report of the British Assosiation for the Advancement of Science..

A principios del siglo XX merece destacarse el método de análisis armónico de marea de Doodson. En la actualidad investigadores como Godin, Cartwright, Pugh y muchos otros han permitido la modelación numérica y predicción del fenómeno con elevada precisión.

La marea se extiende desde el océano hacia la plataforma continental donde alcanza amplitudes mucho mayores. En algunos lugares tales como la Bahía de Fundy, el Canal de Bristol, la Bahía del Monte St Michele y en la Provincia de Santa Cruz la marea de sicigias tiene una amplitud que puede exceder los 10m.

Cada cuenca oceánica tiene sus modos naturales de oscilación lo que influye en la respuesta a la fuerza generadora de marea. Existen muchas frecuencias resonantes pero el sistema oceánico parece resonar en la frecuencia de la marea semidiurna. Sin embargo la respuesta local de cada área puede variar. Así en el Golfo de Tongking y en el Golfo de Carpentaria se produce una amplificación de la marea diurna.

Las ondas de marea tienen características de propagación similares a la de las olas. Son ondas largas (la longitud de onda es mayor que la profundidad) con períodos de 12 a 24hs y longitudes de onda de cientos de kilómetros. Las ondas largas viajan a una velocidad dada por:

$$c = \sqrt{g \cdot h} = \frac{\lambda}{T}$$

donde h es la profundidad, g la aceleración de la gravedad y λ la longitud de onda. Las ondas largas tienen la propiedad de que la velocidad es independiente de la velocidad angular ω , dependiendo solamente de la gravedad g y de la profundidad del agua h. Entre 4000m y 20m de profundidad, la longitud de onda de la marea semidiurna varía entre 8860Km y 625Km, desplazándose con velocidades de 715Km/h y 50Km/h respectivamente.

Por la forma y distribución de las isobatas que corren paralelas a la costa, el Mar Argentino constituye una extensa batea abierta a las grandes cuencas oceánicas que lo circundan, en las que se generan las ondas de marea lunisulares que se propagan de SE a NW hacia su interior (Balay, 1961).

Estas ondas se refractan sobre el escalón continental, sufriendo a partir de allí toda clase de transformaciones, debido a la progresiva elevación del fondo submarino y a las acciones meteorológicas que combinadas con los efectos de rotación terrestre sobre las masas de agua en movimiento, hacen aumentar su amplitud de oscilación, hasta alcanzar sobre la costa valores extraordinarios (12 m de amplitud en la Provincia de Santa Cruz).

En la Figura 2 (Balay, 1955) puede apreciarse la manifestación de la marea en el mar argentino, a partir de líneas cotidales y de isoamplitudes, correspondientes a la onda lunar principal M_2 que es la más representativa en nuestras costas.

Del estudio de la carta de cotidales se puede admitir la existencia de dos poderosas ondas de marea de régimen preponderantemente semidiurno. Una onda progresiva, proveniente de la confluencia Atlántico-Pacífico, que se interna en el mar argentino pasando entre el continente y las Islas Malvinas, para propagarse a lo largo de todo el litoral hasta San Clemente del Tuyú en aproximadamente 26hs, demorando unas 12hs en recorrer el estuario del Río de la Plata. Otra onda estacionaria, que se genera por refracción en el talud continental, interfiere con la anterior simultáneamente en toda la extensión de la plataforma dando origen a la formación de dos sistemas anfidrómicos (puntos de marea nula), uno a la altura de Puerto Deseado y otro frente a San Blas (Balay, 1955).

❖ Ondas de tormenta

Las ondas de tormenta (storm surges) son las modificaciones del nivel del agua producidas por cambios bruscos de presión atmosférica y efecto de arrastre del viento, que alteran a la marea astronómica. Su duración puede variar desde algunas horas hasta 2 ó 3 días produciendo, en ocasiones, alturas que difieren en más de un metro con las de la marea predicha. Las más importantes, por lo general, ocurren en regiones relativamente poco profundas, cuando el viento sopla durante varios días y sobre superficies extensas. Estas últimas, son la causa principal de las inundaciones costeras que afectan muchas partes del mundo.

Difícilmente dos ondas de tormenta sean exactamente iguales ya que pequeñas variaciones en los patrones climáticos pueden producir respuestas bastante diferentes en una masa de agua, en especial en sitios donde halla una tendencia a oscilaciones o resonancias propias del lugar (Pugh, 1987).

En efecto, son muchos los factores que influyen en la generación de las ondas de tormenta y sus características: a) la distribución de la presión atmosférica y asociados a la misma, la dirección, persistencia y área de arrastre del viento ya mencionado, b) la turbulencia del aire (que influye sobre el coeficiente de arrastre), c) el avance de zonas frontales, d) otros factores no climáticos como las características geográficas, las condiciones geológicas e hidrodinámicas de la zona, la profundidad, cuán expuesta está al océano abierto y por último, la orientación general de la costa con respecto a la dirección del viento y a la dirección de avance de la onda de marea.

La caracterización estadística de estas ondas a partir de la descripción de sus alturas, tiempos de retardo entre estaciones, forma de propagación (con pérdida o ganancia de energía) y cuadros meteorológicos asociados a las mismas, resulta de suma importancia al momento de estimar condiciones futuras de ondas de tormenta en zonas estrechas y poco profundas a través de la modelación matemática del fenómeno. El conocimiento previo de la gran cantidad de variables que intervienen contribuye fundamentalmente a la calibración de los modelos.

Las ondas de tormenta más importantes, por lo general, ocurren en regiones de aguas someras, como es el caso del Río de La Plata, cuando el viento sopla de la misma dirección durante varios días sobre superficies extensas.

Una sudestada es una condición meteorológica caracterizada por vientos regulares a fuertes con velocidades mayores a 35km/h del sector SE, con precipitaciones persistentes, débiles o moderadas y temperaturas relativamente bajas.

Durante una sudestada se produce un mayor ingreso de agua dentro del Río de la Plata de la que normalmente es aportada por la marea. La persistencia del viento hace que esta acumulación de agua actúe como una barrera que impide el desagüe de los ríos Paraná y Uruguay, provocando inundaciones en la zona del Delta que aumentan su peligrosidad cuando este fenómeno coincide con la crecida de estos dos tributarios.

Desde 1993 en el Servicio de Hidrografía Naval funciona el Centro de Prevención de Crecidas para el Río de la Plata. En el mismo se calculan las variaciones, que por posible acción meteorológica se producen en las predicciones publicadas en las Tablas de Marea. El Centro emite un Boletín

Mareológico con las horas y alturas corregidas de las pleamares y bajamares de los siguientes puertos: Isla Martín García, San Fernando, Buenos Aires, La Plata y Torre Oyarvide.

En el puerto de la ciudad de Buenos Aires, se comenzó a medir de manera continua el nivel del río en 1905. La altura máxima registrada fue de 4,44m sobre cero del Riachuelo, el 15 de abril de 1940. La altura de la marea astronómica para ese momento fue superada por 3,18m, debido al efecto de la onda de tormenta. La siguiente figura ilustra la situación mencionada.

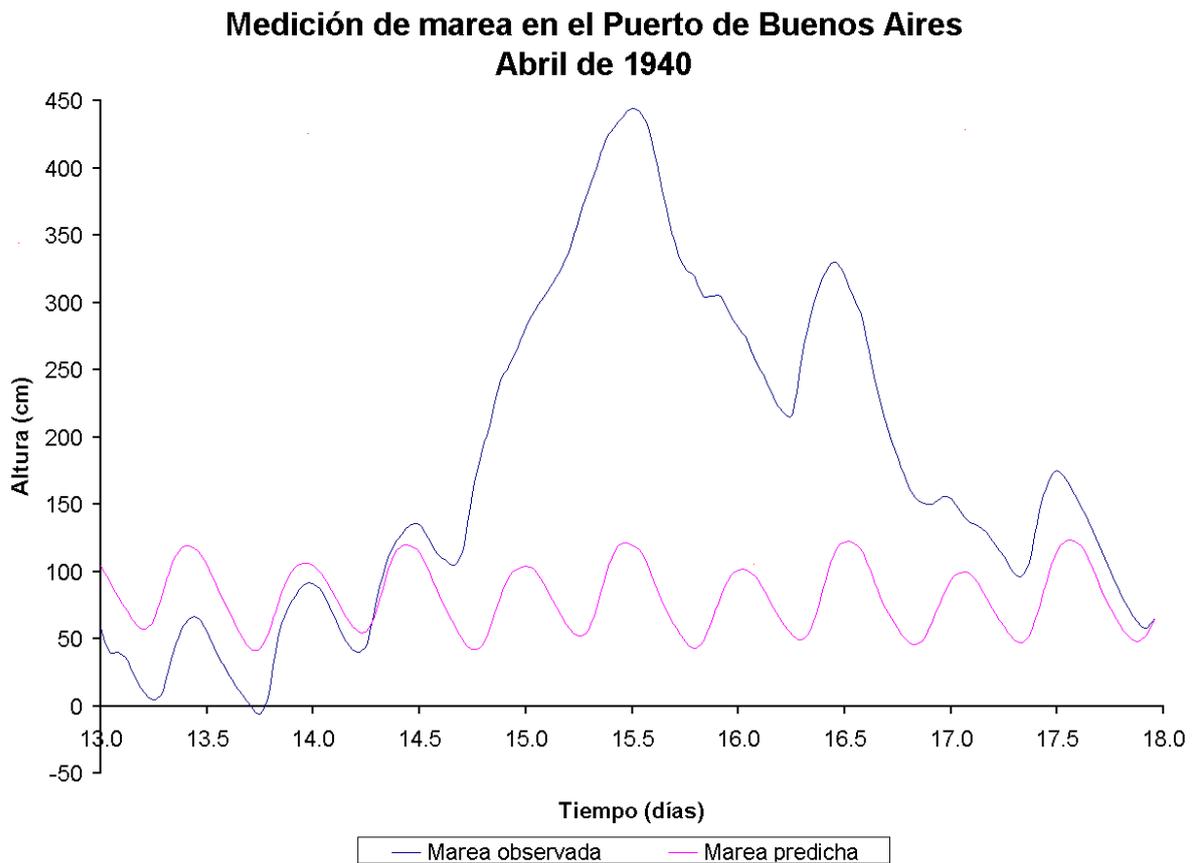


Figura 2.1

Las ondas de tormenta no solo se manifiestan en el Río de la Plata sino en todo el Litoral Atlántico Argentino. Se han registrado ondas de tormenta en Puerto Madryn que luego pasaron por Mar del Plata y San Clemente del Tuyú.

❖ Referencias Bibliográficas

BALAY, M.A., (1955) La determinación del Nivel Medio del Mar Argentino, Influencias de las oscilaciones del mar no causadas por la marea, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina. 47 páginas.

BALAY, M.A., (1961) El Río de la Plata entre la Atmósfera y el Mar, Publ.H-601, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina. 166 páginas.

BARTH M.C. and TITUS J.G., 1984. Greenhouse Effects and Sea Level Rise: A challenge for this generation. New York: Van Nostrand Rienhold.

FU L. L., CHRISTENSEN E.J., YAMARONE Jr C.A., LEFEBVRE M., MENARD Y, DORRER M. and ESCUDIER P., 1994. TOPEX / POSEIDON mission overview. J. Geophys. Res., 99(C12), 24, 379-24, 381.

HOUGHTON J. T., JENKINS G. J. and EPHRAUMS J. J., 1990. Climatic Change: the IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, 365 pp.

KINSMAN B., 1965. Wind Waves: their Generation and Propagation on the Ocean Surface. New Jersey. Prentice Hall. 676 pp.

PANZARINI R. N., Introducción a la Oceanografía General, EUDEBA. 195 páginas.

PUGH D.T., 1987 Tides, Surges and Mean Sea - Level. N. John Wiley & Sons. 472pp.

LANFREDI N. W., POUSA J.L., D'ONOFRIO E. E., 1998, Sea-Level Rise and Related Potential Hazards on the Argentine Coast. Journal of Coastal Research. Vol 14. No. 1, pp. 47-60.

UNESCO 1985. IOC Manual and Guides Nro. 14, 83pp.

WARRICK, R.A. (1992). Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications (IOVERVIEW). Warrick, R.A., Barrow, E.M. and Wigley, T.M.L. Cambridge University Press.