



**UNIVERSIDAD DE CIENCIAS  
EMPRESARIALES Y SOCIALES**

**Tesis de Maestría en Estudios Ambientales**

***Evolución y caracterización de las ondas de  
tormenta positivas registradas en el Río de la Plata  
entre 1905 y 2021 desde una mirada física y  
antrópica.***

**María Florencia de Azkue**

**Directora: Dra. Patricia Perelman**

**Co-Director: Ing. Enrique Eduardo D'Onofrio**

**Año 2023**

# Índice General

	Pag.
1. Introducción .....	1
2. Marco teorico .....	5
2.1 Motivacion .....	5
2.2 Objetivos .....	9
2.3 Algunos conceptos preliminares .....	10
2.4 Impacto de las ODT y el aumento del nivel del mar global y del RdP .....	14
2.5 Riesgo, vulnerabilidad y resiliencia .....	22
2.6 Inundabilidad de la Ciudad de Buenos Aires .....	27
2.7 Infraestructura hidráulica y medidas hidricas de la Ciudad de Buenos Aires .....	32
2.8 Sistemas de alerta y gestión de riesgos .....	41
2.9 Participacion ciudadana .....	48
3. Datos utilizados para el análisis de ODT .....	49
4. Metodologia .....	54
4.1 Nivel medio del río y tendencia lineal .....	54
4.2 Marea astronomica y series de residuos .....	56
4.3 Determinación de eventos y análisis exploratorio de ODT positivas .....	61
4.4 Recurrencia de alturas extremas .....	63
5. Resultados y análisis .....	69
5.1 Marchas y tendencias anuales .....	69
5.2 Análisis estacional .....	80
5.3 Análisis decenal .....	88
5.4 Estudio de probabilidades de eventos extremos anuales .....	94
5.5 Analisis de periodos de retorno para eventos Extremos .....	103
6. Conclusiones y trabajos futuros .....	105
7. Bibliografia .....	110
8. Anexo 1 .....	121

# 1.Introducción

La ocurrencia de diferentes eventos naturales severos puede implicar riesgos naturales y sociales para una determinada población. Se puede hablar de riesgo cuando las amenazas se unen a la vulnerabilidad. El riesgo es una condición potencial y su grado depende de la intensidad probable de la amenaza, y los niveles de vulnerabilidad existentes (Merlinsky y Tobías., 2016, p.46). En los últimos años, el riesgo de inundaciones costeras ha aumentado principalmente debido al crecimiento demográfico y económico (Jongman et al., 2012, p.823). Las regiones costeras, incluyendo estuarios y deltas, se ven directamente afectadas por el impacto del cambio climático en el nivel medio del mar, y por la duración y la severidad de las ondas de tormenta (ODT). Así es que los entornos costeros se enfrentan a grandes retos económicos y ecológicos. El estuario del Río de la Plata (RdP), no solamente es la zona más desarrollada del sur de Sudamérica, sino también una de las regiones más ciclogénicas del hemisferio sur (Gan y Rao, 1991, p.1294), debido a las ondas troposféricas que se mueven a lo largo de las latitudes subtropicales del Pacífico Sur y las regiones sudamericanas, que fuerzan las ODT, conocidas en la región como Sudestadas. Las ODT producen marejadas e inundaciones en la zona superior del estuario (D'Onofrio et al., 1999, p.1681; Santoro et al., 2013, p.51; Dinápoli et al., 2017, p.2), pero también pueden ser producidas por otras condiciones meteorológicas que conducen a vientos fuertes y/o persistentes del este y sudeste (Escobar et al., 2004, p.1160).

Los anegamientos en la Ciudad de Buenos Aires constituyen el problema ambiental de origen natural más severo de la región. Los daños que ocasionan, tanto en la infraestructura de servicios y vías de comunicación como en las actividades económicas, producen un fuerte impacto en la población (Nabel et al., 2008, p.37). La vulnerabilidad a las inundaciones provocadas por las ODT es un problema mundial que requiere de investigaciones locales para la toma de decisiones relacionadas con el planeamiento hidráulico, obras públicas o privadas de infraestructura y para poder desarrollar sistemas de alerta adecuados.

Un futuro sustentable para las zonas costeras depende de nuestra capacidad para llevar a cabo un seguimiento sistemático centrado en los forzantes que afectan a las zonas costeras a diferentes escalas espaciotemporales, dentro de los cuales se incluye la ODT (Laignel et al., 2023). Por ello este trabajo se enfoca en determinar, caracterizar y describir la evolución de los eventos de ODT positivas (responsables de aumentar la altura de la marea predicha) que tuvieron lugar entre 1905 y 2021 en la Ciudad de Buenos Aires, con el fin de generar una herramienta que ayude a definir el diseño de obras de infraestructura y la implementación de medidas no estructurales y políticas de prevención.

Los datos de base utilizados en este trabajo para el estudio de las ODT corresponden a las alturas horarias del RdP en el período comprendido entre 1905 y 2021. Las observaciones de las alturas fueron realizadas con un mareógrafo operado por el Ministerio de Obras Públicas en la desembocadura del Riachuelo (Semáforo del Riachuelo) entre 1905 y 1959, y por el Servicio de Hidrografía Naval en el barrio de Palermo (Club de Pescadores, estación Palermo), 9 km al norte del Riachuelo, entre 1957 y 2021, con tres años de superposición (1957-1959). La serie final de alturas, entre 1905 y 2021 comprende 117 años, con un intervalo de datos faltantes de dos años, entre 1963 y 1964. Los eventos de ODT se obtienen a partir de los residuos una vez que se ha removido la marea astronómica de la serie de observaciones. Para calcular la marea astronómica se realizan análisis armónicos a los datos, dividiéndolos en 5 períodos de 19 años (1905-1923, 1924-1942, 1965-1983, 1984-2002, 2003-2021) y 1 de 20 años (1943-1962). Dicha división se efectúa para tener en cuenta posibles modificaciones en las constantes armónicas provocados por el cambio del nivel medio del río, cambios en la descarga de ríos o cambios termohalinos (e.g. Santamaria-Aguilar et al., 2017) y respetando el ciclo de Metón.

Por otro lado, se calcula el nivel medio anual y su tendencia con el fin de analizar su influencia en el comportamiento de las ODT. Para ello, se divide la serie de observaciones en dos subconjuntos de datos. El primer subconjunto corresponde a las observaciones entre 1905 y 1962 (P1), y el segundo a las incluidas en el período

1965-2021 (P2). Esta distinción se realiza ya que se ha visto que, a partir de 1960, el aumento del nivel medio del río se ha acelerado, probablemente, al igual que en resto del océano global, por las consecuencias del aumento en las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero y su correlato en la dilatación térmica del agua y el derretimiento de los hielos continentales (e.g de Azkue y Fiore, 2021). Para las dos series resultantes de alturas se calculan los niveles medios anuales, realizando la media aritmética de todas las observaciones correspondientes a cada año, y a esas series de niveles medios se les aplica el filtro de Savitzky-Golay. Luego se calculan las tendencias ajustando por mínimos cuadrados una recta, a los datos filtrados. Este mismo procedimiento es aplicado para calcular la tendencia de las variables de las ODT analizadas: cantidad de eventos de ODT, duración máxima y duración media, altura máxima observada, máxima altura y altura media de las ODT y para la permanencia máxima y la permanencia media.

La predicción de la marea astronómica se hace de dos maneras diferentes: una, considerando la variación lineal del nivel medio del río y la otra sin considerar dicha tendencia, ambas, para los períodos 1905-1962 y 1965-2021. A partir de estas 4 series de predicciones se obtienen las series de los residuos para calcular los eventos de ODT positivas, sustrayendo a las observaciones las mencionadas series de predicciones en cada caso. Los residuos que corresponden a eventos de ODT positivas deben satisfacer los siguientes criterios: i) nunca deben caer por debajo de 0,30 m, ii) el mayor residuo del evento debe ser mayor o igual a 1,60 m., y iii) los eventos deben durar al menos 6 horas.

Además de las tendencias de las variables recién mencionadas se efectúa un análisis estacional y decenal de los eventos de ODT, comparando los períodos P1 y P2 en cada caso.

Para los eventos extremos se realiza un análisis estadístico como así también un estudio de períodos de retorno para las máximas alturas observadas.

Entre los principales resultados obtenidos se encuentra que la tendencia en aumento de la cantidad de eventos de ODT del período P1 al P2 es de un orden de

magnitud. Este aumento no se explica directa y exclusivamente por la tendencia del nivel medio del río, ya que, al remover esa tendencia, el aumento en la cantidad de eventos no desaparece. Así es que este comportamiento podría relacionarse con otros factores como cambios en la circulación atmosférica a gran escala.

La tendencia de la máxima altura observada revierte el signo al pasar del período P1 (tendencia negativa) al P2 (tendencia positiva). Y se puede ver que su comportamiento, en el período P2 sigue al de la tendencia del nivel medio del río, con registro de valores muy similares.

En las alturas máximas de los eventos de ODT, por su parte, no se han encontrado tendencias en ninguno de los dos períodos.

Los resultados de la duración y la permanencia máxima y media de los eventos de ODT no son tan obvios. La tendencia del nivel medio no parece modular fuertemente el tiempo que duran las ODT, o al menos no lo hace en el mismo sentido que para las otras variables analizadas. La tendencia de la duración máxima y media y de la permanencia máxima y media calculada con los residuos que contienen el aumento del nivel medio del río es menor que la obtenida con los residuos a los que se les removió dicho aumento en los dos períodos analizados (P1 y P2). Sin embargo, la tendencia de la máxima duración del período P2 es mayor que la del P1.

Del análisis estacional surge que la mayor cantidad de eventos de ODT tiene lugar durante el verano, en ambos períodos, y la menor cantidad corresponde al invierno. Además, es en la primavera cuando se registra un aumento en la cantidad de eventos al pasar del período P1 al P2, y es también durante esta estación que se registra, a partir de 2008, una persistencia en el aumento de las máximas alturas observadas, aun cuando se quita la tendencia del nivel medio. Asimismo, se observa que es durante los inviernos cuando ocurren los eventos más largos (si se tiene en cuenta todo el período de 117 años), pero ese comportamiento se desplaza a los eventos de primavera en los últimos años.

El estudio de probabilidades figura que la altura máxima observada más probable, con una probabilidad del 35%, corresponde al intervalo de alturas 2,8 m - 3,0 m,

donde hay que destacar que dichas alturas superan la cota de aviso de alerta para Buenos Aires (2,7 m).

También se encontró con un nivel de confianza del 95% que existe una correlación positiva entre la cantidad de eventos anuales y la máxima altura observada, lo que denota la mayor ocurrencia de eventos con mayores alturas.

Finalmente se hallaron los períodos de recurrencia para eventos extremos, donde a las alturas de 3,60 m, 4,02 m, 4,20 m y 4,64 m (referidas al cero del Riachuelo), les corresponden los períodos de recurrencia de 10 años, 50 años, 100 años y 500 años, respectivamente

## **2.Marco teórico**

### **2.1 Motivación**

El planeta Tierra es desde sus inicios, el escenario de fenómenos naturales que podemos considerar espectaculares por su fuerza y envergadura. Sismos, erupciones volcánicas, tornados, huracanes, tormentas tropicales, olas gigantes, grandes crecidas de ríos, grandes marejadas, importantes precipitaciones en forma de agua o nieve, remolinos oceánicos, tormentas eléctricas, etc. Desde el punto de vista de las ciencias naturales son procesos fascinantes, cuya génesis y desarrollo en general son bien conocidos, pero son difíciles de pronosticar con precisión en la mayoría de los casos. Este gran abanico de fenómenos naturales que tiene lugar en nuestro planeta toma además relevancia social cuando ocurre en áreas pobladas y/o de interés socio-económico. Si bien cada fenómeno puede ser categorizado por la severidad de sus manifestaciones o eventos, medida en alguna escala apropiada, generalmente no se relaciona con los impactos que los fenómenos puedan provocar en una población o comunidad humana sino con la intensidad y/o duración de los forzantes que los generan. Es por ello que, las consecuencias socio-ambientales para un mismo fenómeno de cierta severidad pueden ser muy diferentes para comunidades con distintos grados de vulnerabilidad, pero con igual grado de

amenaza. En pocas palabras, la vulnerabilidad concebida como un riesgo biofísico y como respuesta social, es la capacidad que tienen los individuos y grupos sociales para responder, y adaptarse ante cualquier estrés extremo que afecte su bienestar (Chambers, 1989, p.2). Un ejemplo fácil de observar es el saldo de más de doscientos mil muertos que dejó el sismo de 7 grados en la escala de Richter en 2010 en Haití frente a los diez heridos que contabilizó Japón en 2015 ante un mismo fenómeno con aún mayor intensidad en esa misma escala. Ambas poblaciones se encuentran asentadas en zonas sísmicas, es decir que comparten la amenaza. Se puede hablar de riesgo cuando las amenazas se unen a la vulnerabilidad. El riesgo es, en consecuencia, una condición latente o potencial y su grado depende de la intensidad probable de la amenaza, y de los niveles de vulnerabilidad existentes (Merlinsky y Tobías., 2016, p.46).

Si nos enfocamos en la inundabilidad, es, en la mayoría de los casos, un reflejo de la vulnerabilidad de base de las ciudades y de la puja entre el desarrollo urbano y la impronta natural geomorfológica de la red natural de desagües (Aradas et al., 2014). Para poder proyectar urbanizaciones, asentamientos y obras de infraestructura en general con mínimos riesgos es fundamental conocer los fenómenos naturales que tienen lugar en cada región en la que se desea planificar. Y en algunos casos, dependiendo de los forzantes del fenómeno también habrá que estimar su evolución teniendo en cuenta las perturbaciones introducidas por el cambio climático, sobre todo en los últimos decenios. Como resultado, el diseño y la gestión de las infraestructuras costeras (puertos, diques, etc.) como protecciones contra el mar, con costes considerables, deben revisarse. Según la Organización de Cooperación y Desarrollo Económicos (OECD 2005), los daños materiales en las costas afectadas por fenómenos hidrometeorológicos se estimaban en 2005 en 3.000 billones de dólares (5% del PIB anual mundial) y podrían multiplicarse por diez de aquí a 2070.

En los últimos años, el riesgo de inundaciones costeras ha aumentado principalmente debido al crecimiento demográfico y económico (Jongman et al., 2012, p.823). Hasta ahora ha sido difícil atribuir el aumento del riesgo al cambio climático (Bouwer, 2011, p.792), pero la elevación del nivel del mar provocará

ciertamente un aumento de las inundaciones costeras en el futuro (Hallegatte et al., 2013, p.802; Hinkel et al., 2014, p.3294). Se ha estimado que el 23% de la población mundial vive cerca de las costas (a menos de 100 km y hasta 100 m sobre el nivel del mar), mientras que la densidad de la población en estas regiones costeras es tres veces mayor que la media mundial (Small y Nicholls, 2003, p.584). Uno de estos lugares densamente poblados se encuentra en el estuario del Río de la Plata (RdP), la zona más desarrollada del sur de Sudamérica. Pero además el RdP se encuentra en una de las regiones más ciclogénicas del hemisferio sur (Gan y Rao, 1991, p.1294), debido a las ondas troposféricas que se mueven a lo largo de las latitudes subtropicales del Pacífico Sur y las regiones sudamericanas. El término ciclogénesis hace referencia al desarrollo o intensificación de una circulación ciclónica en los niveles bajos de la atmósfera. Esta condición hace que se produzcan aproximadamente 8 ciclones por año. Cuando dichos ciclones se desarrollan sobre Uruguay, pueden originar vientos muy fuertes del sudeste (Seluchi, 1995, p.173; Seluchi y Saulo, 1996, p.312). Estos vientos incrementan la altura de la marea astronómica, y provocan así el fenómeno denominado onda de tormenta (ODT) positiva. Dichas ODT, conocidas en la región como sudestadas producen marejadas e inundaciones en la zona superior del estuario del RdP (D'Onofrio et al., 1999, p.1681; Santoro et al., 2013, p.51; Dinápoli et al., 2017, p.2). Pero también pueden ser producidas por otras condiciones meteorológicas que conducen a vientos fuertes y/o persistentes del este y sureste (Escobar et al., 2004, p.1160). Además, se sabe que las tormentas extratropicales pueden producir altos niveles de oleaje, especialmente cuando coinciden con la marea alta (Pugh, 1987, p.184). Según Escobar et al., (2004), las sudestadas tienen una frecuencia de ocurrencia de alrededor de 2 a 3 eventos por año (p. 1161). Es decir que las tormentas ciclónicas que afectan a la Ciudad de Buenos Aires forman parte de los factores que determinan la frecuencia, magnitud y severidad que impacta en el medio ambiental que aloja a la Ciudad, pudiendo causar inundaciones.

Los habitantes de la Ciudad de Buenos Aires o aquellas personas que ingresan en su dominio para desarrollar alguna actividad, en algún momento de su existencia han sufrido directa o indirectamente los efectos de las inundaciones episódicas que

ocurren, actualmente con bastante frecuencia. Ello puede indicar que los sistemas de evacuación de excesos hídricos resultan poco efectivos y/o que las alteraciones y emergencias se producen con períodos de recurrencia menores (Pérez García et al., 2010, p.7). La manifestación de este fenómeno se expresa de diferentes maneras y en distintos ámbitos, en un amplio espectro de dificultades, con severos impactos ambientales y tragedias sociales de diferente naturaleza. Concretamente, el problema de las inundaciones en la Ciudad se expresa con pérdida de la funcionalidad en muchas de sus actividades, incremento de los peligros en la vía pública y viviendas (electrocución, accidente vial, etc.), daños a las propiedades públicas y privadas, pérdida de hogares, pérdida de bienes, enfermedades, estrés emocional, afectación a vías de comunicación, interrupción de servicios básicos (energía eléctrica, teléfonos, transportes, gas, agua), impacto en la actividad económica y financiera.

Como menciona Laignel et al. (2023), un futuro sustentable para las regiones costeras depende de nuestra habilidad para los monitoreos hidrodinámicos, entre los que se encuentra la ODT. Dicho monitoreo debe incluir diferentes escalas espaciales y temporales con el fin de poder entender, predecir y manejar la evolución de estos entornos.

Siendo entonces que las ODT positivas constituyen un riesgo para la población ribereña del RdP, poder caracterizarlas y estudiar su evolución a lo largo de más de cien años de registros de niveles del agua, analizando las consecuencias que han experimentado las poblaciones susceptibles a dicho fenómeno, permitirá generar una herramienta que ayude a definir el diseño y/o rediseño de obras de infraestructura, como así también mejorar la implementación de medidas no estructurales y políticas de prevención. En este sentido se pretende abordar el fenómeno físico incluyendo a la sociedad para presentar un panorama que pueda ser adoptado para la coproducción de conocimiento y una mejor toma de decisiones en la gobernanza.

## 2.2 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es determinar las características de las ondas de tormenta positivas en el RdP, entre 1905 y 2021, que se relacionan con eventos de inundación en la Ciudad de Buenos Aires y el impacto que tiene lugar en la población ribereña. Se pretende sintetizar la información y conocimiento de distintas disciplinas sobre el fenómeno, y presentar el trabajo también como instrumento de divulgación. Como ya se mencionó el fin es proporcionar una herramienta que ayude a desarrollar políticas adecuadas para reducir impactos sobre la población y proyectar obras públicas y privadas costeras acordes a las necesidades del actual escenario. Para ello, esta tesis se centra en el análisis de la variabilidad histórica de las ODT. Dicho análisis, sobre un registro largo de niveles del agua, es necesario para estimar la probabilidad de ocurrencia de las ODT y la evaluación del impacto de las inundaciones y anegamientos. El conocimiento de las tendencias pasadas a largo plazo y de la variabilidad interanual de los niveles extremos del agua, así como el de los forzantes de estos cambios, es necesario para reducir la incertidumbre a la hora de modelar la frecuencia y la magnitud de los futuros niveles extremos del agua (Wahl y Chambers, 2015, 2016), ya que las incertidumbres relacionadas con las tendencias y la variabilidad futuras de los niveles del agua causadas por el cambio climático (por ejemplo, el aumento del nivel del mar, los cambios en la intensidad de las tormentas) son elevadas (Wahl et al., 2017).

Para llevar adelante el objetivo general se propusieron los siguientes **objetivos específicos**:

- Describir los impactos socio-ambientales que generan las ODT positivas en las zonas susceptibles de inundación de la Ciudad de Buenos Aires.
- Determinar y caracterizar los eventos de ODT positiva que tuvieron lugar entre 1905 y 2021 en el RdP para una cota determinada y su relación con los eventos de inundación o anegamiento.

- Realizar un análisis exploratorio de datos de la ocurrencia, de la duración, de la permanencia y de las alturas de las ondas de tormenta positivas que tuvieron lugar entre 1905 y 2021 en el RdP.
- Analizar la relación entre las tendencias de las ODT y el aumento del nivel medio del río.
- Calcular, para los eventos de ODT positivas, los períodos de retorno para las alturas observadas.
- Recopilar datos e información sobre las acciones y obras de infraestructura hidráulicas llevadas a cabo por las Autoridades responsables a lo largo de la historia de la Ciudad.

## 2.3 Algunos conceptos preliminares

Los movimientos regulares de las mareas astronómicas son continuamente modificados en mayor o menor medida por los efectos del clima. El intercambio de energía entre la atmósfera y los océanos se produce en todas las escalas espaciales y temporales, desde la generación de las olas por el viento, de corta duración, hasta la moderación de los extremos climáticos por la transferencia de calor hacia los polos y por la inercia térmica de los océanos (Pugh, 1987, p.184).

La marea astronómica puede definirse como el movimiento periódico del nivel del mar causado por las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol y la inercia de la rotación de la Tierra, mientras que el componente de ODT es la variación del nivel de la mar causada por un forzante meteorológico (es decir, los vientos y la presión atmosférica). La línea de base del nivel del agua, sobre la que se manifiestan estos dos componentes, es el nivel medio del mar, que es la media aritmética de las alturas equiespaciadas del nivel del mar a lo largo de un período de tiempo determinado (de meses a años). Luego, la marea observada es la sumatoria de la marea astronómica, las ODT y los cambios del nivel medio del mar.

Las mareas astronómicas muestran la mayor variabilidad a escalas temporales diurnas y semidiurnas, pero también tienen periodicidades más cortas y más largas,

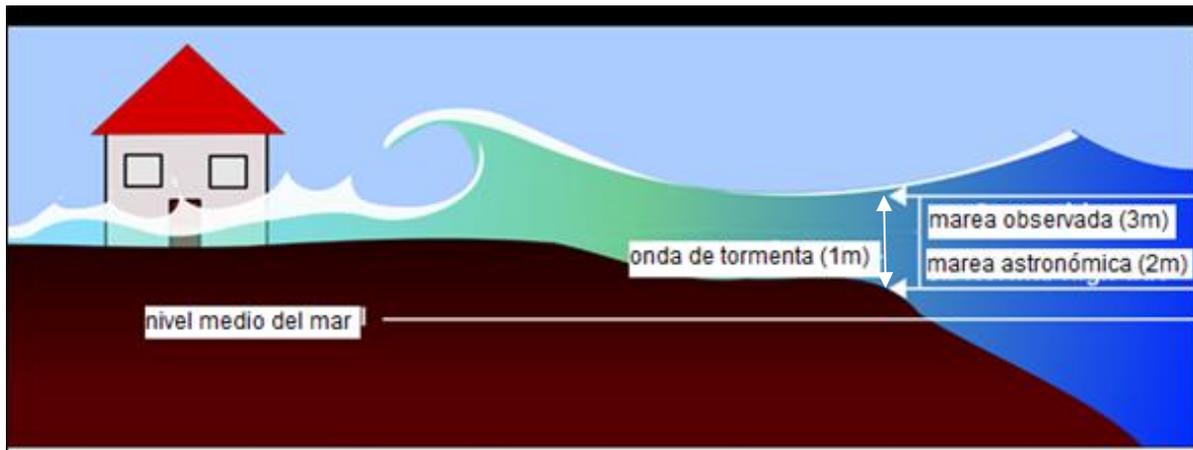
cuya magnitud puede ser significativa. Se incluyen dentro de la variabilidad a corto plazo del nivel del mar, períodos que comprenden de varias horas a días, pero también se ven afectadas por procesos a medio y largo plazo como la variabilidad estacional, interanual y secular del forzamiento meteorológico.

Además de las variaciones del nivel medio del mar y de las modulaciones de las mareas astronómicas, las interacciones entre la superficie del mar y los patrones de circulación atmosférica meteorológica determinan el nivel total del agua en las zonas costeras. El viento de superficie y la presión atmosférica modifican las fuerzas que actúan sobre la superficie del mar (Laignel et al., 2023).

Físicamente, la atmósfera actúa sobre el mar de dos maneras distintas. Los cambios en la presión atmosférica producen cambios en las fuerzas que actúan verticalmente sobre la superficie del mar que se sienten inmediatamente en todas las profundidades. Bajo una presión atmosférica inusualmente baja, el nivel del mar será más alto y viceversa. Además, las fuerzas debidas al estrés del viento se generan en la superficie del mar y son paralelas a ella. La medida en que se sienten en las profundidades por debajo de la superficie está determinada por el tiempo durante el cual actúan dichas fuerzas y por la densidad de la columna de agua (Pugh, 1987, p187). La configuración del nivel del agua por el viento es proporcional a la velocidad del viento, inversamente proporcional a la profundidad del agua y mayor cuando la dirección del viento es perpendicular a la línea de costa. Esto implica que esta fuerza inducida por el viento puede ser significativa a lo largo de las costas caracterizadas por una plataforma continental poco profunda (Idier et al. 2019). Por lo general, en una tormenta en particular los efectos del viento y la presión atmosférica no pueden identificarse por separado, ya que estos dos fenómenos suelen producirse simultáneamente.

El término ODT se refiere a las variaciones del nivel del agua respecto de la marea astronómica (i.e, la desviación de la marea astronómica) que dura desde varias horas hasta días (Figura1). Se produce por forzamiento meteorológico, es decir, una combinación de la presión media al nivel del mar y de los vientos. Estos dos forzantes pueden producir variaciones positivas (sobreelevaciones) y negativas (descensos) del nivel del agua con respecto al nivel de la marea astronómica de

referencia. La respuesta isostática del nivel del agua a la presión puede explicarse por el efecto barómetro invertido, que da lugar a un aumento (disminución) del nivel del agua de aproximadamente 1 cm por cada disminución (aumento) de 1 hPa de presión atmosférica (Pugh y Woodworth, 2014). Debido a la naturaleza estocástica de los forzantes de la ODT ésta no puede definirse utilizando las características de una onda periódica como la marea astronómica. Por lo tanto, se la suele definir como una diferencia entre los niveles de agua observados (marea observada) y los niveles de agua de marea predichos (marea astronómica).



*Figura 1- Esquema de una onda de tormenta donde se muestran las alturas de la marea observada y de la marea astronómica, donde las diferencias de estas dos alturas es la onda de tormenta. Adaptado de [https://energyeducation.ca/encyclopedia/Storm\\_surge](https://energyeducation.ca/encyclopedia/Storm_surge)*

Por su parte, en aguas poco profundas, las interacciones no lineales entre la marea y las ODT se producen principalmente debido a dos procesos: 1) el aumento del nivel del agua debido a la tensión del viento, que es inversamente proporcional a la profundidad del agua con lo cual es más efectiva y genera mayores niveles de marea observada y 2) la velocidad de la onda de marea astronómica que depende de la profundidad del agua y aumenta con la generación de ODT, lo que da lugar a un pico de agua alta que se produce antes que el pico de la pleamar astronómica prevista (Santamaria, 2020, p12).

No hay dos ODT exactamente iguales porque pequeñas variaciones en los patrones meteorológicos pueden producir respuestas muy diferentes en un cuerpo de agua,

particularmente cuando hay una tendencia a las resonancias y oscilaciones locales de la masa de agua (Pugh, 1987, p186). Aunque la variabilidad natural de las ODT es grande, su frecuencia e intensidad demuestran una variabilidad a escala estacional e interanual relacionada con la variabilidad de los patrones meteorológicos a gran escala (Santamaria, 2020, p15).

Las ODT positivas, o también llamadas tormentas extratropicales, se extienden a lo largo de cientos de kilómetros alrededor de la región central de baja presión atmosférica y suelen moverse con relativa lentitud. Afectan a grandes zonas de la costa durante periodos que pueden durar varios días. Debido a que se mueven más lentamente y cubren áreas mucho más grandes que las tormentas tropicales, los eventos extremos del nivel del mar se suelen detectar en varias estaciones mareográficas (Pugh, 1987, p188).

Centrándonos en las inundaciones costeras, los mayores peligros surgen cuando las ODT positivas coinciden con niveles altos de marea astronómica (pleamar), y específicamente con las alturas más grandes que se producen durante las mareas astronómicas vivas o de sicigias (Santamaria, 2020, p4). Las mareas de sicigias se producen cuando la Luna y el Sol están en conjunción (Luna Nueva) o en oposición (Luna Llena), sumando sus fuerzas de atracción gravitatoria sobre el agua. Además, puede haber fuertes interacciones entre la marea astronómica, las ODT, las olas, el aumento del nivel del mar y las inundaciones (Idier et al. 2019), lo que añade un nivel adicional de complejidad. De hecho, existe una combinación de varios procesos que puede dar lugar a inundaciones muy significativas si estos procesos ocurren al mismo tiempo: ODT, oleaje, marea astronómica alta, inundación de ríos costeros, inundación de aguas subterráneas y aumento del nivel del mar (Laignel et al., 2023).

Cuando se habla de nivel extremo del mar, se hace referencia a una altura local de la superficie del mar excepcionalmente baja o alta que surge de la combinación de fenómenos a corto plazo (por ejemplo, ODT y marea astronómica). Los cambios en el aumento del nivel del mar afectan a los niveles extremos del mar directamente al desplazar los niveles medios del agua, e indirectamente al modular la profundidad de propagación de la marea observada. Los niveles extremos del mar pueden verse

influenciados por cambios en la frecuencia, las trayectorias o la fuerza de los sistemas meteorológicos, o por cambios antropogénicos como el dragado (Fox-Kemper et al., 2021, p1221).

## **2.4 Impacto de las ODT y el aumento del nivel del mar global y del RdP**

Durante las últimas décadas se ha producido una tendencia al alza en la exposición global a las inundaciones (Jongman et al., 2012). Sin adaptación, se prevé que los riesgos aumenten aún más debido al crecimiento demográfico y económico, la migración hacia la costa y el cambio climático (por ejemplo, Hallegatte et al., 2013; Hinkel et al., 2014; Güneralp et al., 2015). En particular, la subida del nivel del mar aumentará la gravedad potencial de las inundaciones costeras (Nicholls y Cazenave, 2010). Debido a la subida del nivel del mar prevista, se estima que entre el 2,5% y el 4,1% de la población mundial correrá el riesgo de sufrir una inundación costera con una probabilidad de superación anual del 1% en 2100, según los escenarios medios SSP5-8.5 y suponiendo que no haya defensas contra las inundaciones costeras (Wood et al., 2020). Esto supone un aumento del 52% en comparación con las poblaciones costeras afectadas por este peligro en la actualidad. Por lo tanto, será necesaria una adaptación generalizada para evitar estos grandes impactos (Muis et al., 2017).

Vitousek et al. (2017) sostiene que el nivel del mar en el mundo está subiendo actualmente a un ritmo de alrededor de 3-4 mm/año, y se espera que se acelere debido al calentamiento de los océanos y al derretimiento del hielo continental. Las proyecciones de aumento del nivel del mar oscilan entre 0,3 m y 2,0 m para el año 2100, dependiendo de la metodología y de los escenarios de emisiones contemplados. Trabajos recientes sugieren que las metodologías aceptadas subestiman significativamente la contribución de la Antártida. En este sentido, estudios anteriores afirman que, para finales de este siglo, se espera que la

expansión térmica del océano aumente el nivel global del mar entre 0,11 m y 0,43 m (Houghton et al., 2001). Se prevé que los efectos del retroceso de los glaciares y de las capas de hielo, así como el deshielo del permafrost, aumenten el rango de subida del nivel del mar a nivel mundial entre 0,09 m y 0,88 m, con un valor central de 0,48 m para finales de este siglo (Houghton et al., 2001). Es importante tener en cuenta que al considerar el aumento local del nivel del mar con respecto a la tierra (es decir, el aumento relativo del nivel del mar), es necesario evaluar el movimiento vertical de la corteza terrestre debido a procesos como el rebote glacio-isostático (por ejemplo, Peltier, 2004) y los movimientos tectónicos (por ejemplo, Stollhofen et al., 2000). En algunos casos, el efecto del movimiento vertical de la corteza puede superar con creces el aumento global del nivel del mar en algunas regiones. Un ejemplo de esto último es que la tendencia del nivel medio del mar en Sitka (Alaska) es de -2,47 mm/año, con un intervalo de confianza del 95% de  $\pm 0,26$  mm/año, debido al rebote glacio-isostático (Sealevel.info, 2022).

Además de la subida del nivel del mar, hay indicios de que la intensidad de las tormentas puede aumentar durante este siglo, aunque el número total de eventos puede disminuir (por ejemplo, Knippertz et al., 2000; Lambert, 2004). Este aumento de la intensidad puede agravar aún más el problema de las inundaciones costeras. Sin embargo, otros autores como Vitousek et al. (2017), sostienen que el cambio climático global impulsa la subida del nivel del mar, aumentando la frecuencia de las inundaciones costeras. Él mismo afirma que en la mayoría de las regiones costeras, el aumento del nivel del mar que se produce a lo largo de años o décadas es significativamente menor que las fluctuaciones normales del nivel del océano causadas por las mareas astronómicas, las olas y las ODT. Aun así, el aumento gradual del nivel del mar puede aumentar rápidamente la frecuencia y la gravedad de las inundaciones costeras. Además, Vitousek et al. (2017) remarca que, hasta ahora, las estimaciones a escala mundial del aumento de las inundaciones costeras debido a la subida del nivel del mar no han tenido en cuenta los niveles de agua elevados debidos a olas y, por tanto, subestiman el impacto potencial.

Las regiones costeras además de experimentar los movimientos episódicos del nivel del mar debido a las olas, mareas astronómicas y ODT, registran cambios por las

contribuciones de los ciclos estacionales y climáticos, por ejemplo, El Niño/Oscilación del Sur, y los remolinos oceánicos. Luego, las inundaciones costeras se producen durante eventos donde se combinan las grandes olas, ODT, mareas astronómicas altas y anomalías del nivel medio del mar. El aumento del nivel medio del mar provoca la inundación pasiva por la marea astronómica alta de las zonas costeras bajas. Como consecuencia las inundaciones costeras aumentan su frecuencia, intensidad y duración. Además, aumenta la erosión de las playas y la inundación de las aguas subterráneas, ocasionando cambios en la dinámica de las olas y el desplazamiento de las comunidades de las regiones costeras. Cabe destacar que las olas, si bien no van a ser estudiadas en este trabajo, constituyen un factor fundamental en las erosiones costeras (Dolan et al., 1992). Pero, además, como las observaciones de olas son más escasas que las de marea y teniendo en cuenta que la ola para llegar profundamente sobre la playa necesita de un nivel del mar elevado, es decir una ODT alta, es posible relacionar los efectos erosivos de la ola con las ODT. Zhang et al. (2001) muestran que existe una relación lineal entre las ODT y las alturas de las olas, y que es razonable utilizar las ODT como un sustituto de las olas generadas en el evento para representar la fuerza de grandes tormentas. Para ello Zhang et al. (2001) proponen un índice de erosión potencial de las tormentas (SEPI, storm erosion potential index) que se calcula en función de las ODT y la marea astronómica.

Predecir las regiones vulnerables a las inundaciones pasivas es relativamente sencilla con la ayuda de modelos digitales de elevación de alta resolución. Sin embargo, predecir el efecto del aumento del nivel del mar en episodios de inundación es difícil debido a la naturaleza estocástica de las tormentas costeras, las interacciones no lineales de los procesos físicos (por ejemplo, las mareas y las ODT) y las variaciones en la geomorfología costera (por ejemplo, los sedimentos, la profundidad y la topografía del lecho marino). Por lo tanto, el aumento del nivel del mar y los cambios a largo plazo en la magnitud, la frecuencia y las trayectorias de las tormentas y las ODT, pueden alterar los parámetros de las distribuciones extremas del nivel del agua y la evolución de los peligros costeros a lo largo del tiempo (Vitousek et al., 2017).

Todavía hay un conocimiento limitado del riesgo de inundaciones costeras a nivel mundial, sobre todo en las condiciones climáticas actuales (Muis et al., 2016, p.53). La estimación del riesgo actual de inundaciones costeras requiere información adecuada sobre el nivel extremo del mar. A diferencia del gran número de estudios que se han centrado en los cambios del nivel medio global del mar, se ha dedicado mucha menos investigación a determinar la contribución de los cambios impulsados por el clima en la actividad de las tormentas para forzar los niveles extremos del mar. Se ha asumido que las estadísticas de las ODT no cambiarán significativamente durante este siglo y que el comportamiento de las mareas es estacionario (Wood et al., 2022, p.2). Como resultado, nuestra comprensión de cómo las mareas, las ODT y las olas influyen en los extremos del nivel del mar es sólo modesta (Fox-Kemper et al., 2021, p.1216). Aun así, en la actualidad existe lo que se denomina modelo de Evaluación Dinámica Interactiva de la Vulnerabilidad que se aplica para calcular la exposición actual a inundaciones en términos de superficie terrestre y la población por debajo de los niveles del mar de 1 en 100 años, a nivel global. Dicho modelo proporciona una buena estimación de la variación espacial de los niveles extremos en todo el mundo (Muis et al., 2017, p.379). Asimismo, una publicación de Vousdokus et al. (2018) presenta proyecciones probabilísticas de los niveles extremos del mar global para el presente siglo teniendo en cuenta los cambios en el nivel medio del mar, las mareas, las olas y las ODT. Sus resultados indican que entre el año 2000 y el 2100 se dará un aumento muy probable del nivel extremo medio mundial del mar de 34-76 cm en un escenario de política de mitigación de emisiones moderada y de 58-172 cm en un escenario sin cambios. Para finales de este siglo, este resultado se aplica a la mayoría de las costas del mundo, lo que implica niveles de riesgo de inundación sin precedentes, a menos que se tomen medidas de adaptación oportunas (Vousdokus et al., 2018). Como señalan Muis et al. (2016) y Dullaart et al. (2021), la influencia de los eventos de ciclones tropicales y extratropicales de baja probabilidad, en particular, a menudo se pasa por alto en las evaluaciones globales de las inundaciones extremas del nivel del mar. Las personas que corren un mayor riesgo de sufrir estas ODT inducidas por los ciclones son las que viven en zonas de intensa actividad de dichos ciclones

y en deltas bajos (Dullaart et al., 2021; Edmonds et al., 2020; Kirezci et al., 2020; Woodruff et al., 2013; McGranahan et al., 2007). Se calcula que casi 230 millones de personas (el 3% de la población mundial) están directamente expuestas al peligro de ODT derivadas de los ciclones tropicales y extratropicales (SwissRe, 2017). Lamentablemente, los fuertes vientos, las ODT y las inundaciones asociadas de los ciclones han causado casi tres millones de muertes en todo el mundo desde 1700 (Nicholls, 2006).

En dos de los informes más recientes del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) subrayan que actualmente existe una baja confianza en nuestra capacidad para predecir cómo pueden contribuir las ODT a los cambios en los futuros extremos del nivel del mar (Wong et al., 2014; Fox-Kemper et al., 2021). Esta profunda incertidumbre se debe no sólo al importante reto que supone predecir los cambios en la actividad de los ciclones tropicales y de latitudes medias a escala regional, sino también al reducido número de estudios sobre ODT disponibles. Además, el análisis del comportamiento de las ODT, y la estimación del peligro de estas, requiere idealmente registros temporales largos (mayor de 100 años), que en muchos casos no están disponibles. En ese sentido, Woods et al. (2022) concluye en su trabajo llevado adelante en la región sur del mar de China, que, si bien el aumento del nivel del mar podría amortiguar ligeramente las alturas de las mareas debido a las interacciones no lineales entre las mareas y las ODT, incluso una altura adicional de agua sobre los niveles de las ODT en la compensación final, podría ser suficiente para ampliar la zona de inundación o sobrepasar las defensas contra inundaciones cuidadosamente diseñadas. Por lo tanto, dice Woods et al. (2022), el aumento relativo y regional del nivel del mar debería considerarse siempre en las estrategias de emergencia contra las inundaciones costeras. En consecuencia, las ODT parecen representar un peligro mayor, aunque de duración limitada, para la región estudiada por Woods, que el aumento del nivel medio del mar, para el año 2050. Esto es particularmente interesante, ya que los cambios pasados en el nivel medio del mar han dominado los cambios en los niveles extremos del mar en las regiones extratropicales, con

cambios casi insignificantes observados en las ODT (Mawdsley y Haigh 2016; Marcos et al., 2015; Seneviratne et al., 2012).

Así pues, las ODT son una de las principales causas de las inundaciones costeras y pueden tener efectos sociales devastadores (Kron, 2013, p1363). Los ciclones tropicales y extratropicales amenazan una gran parte del litoral mundial y una parte importante de sus víctimas se debe a las inundaciones costeras. Las comunidades costeras suelen subestimar la magnitud de las ODT, ya que la noción de exposición se basa principalmente en la intensidad y la trayectoria del ciclón (De Kleermaeker et al., 2017, p.1).

Por otro lado, un estudio realizado analizando las modificaciones de calendario a lo largo de las costas occidentales europeas muestra que, a lo largo del período 1950-2000, han ocurrido cambios espacio-temporales consistentes en las ODT locales. Estos cambios consisten en que las tormentas tienden a producirse más tarde en la zona norte y más temprano en el sur, como consecuencia del forzante atmosférico de gran escala (Roustan et al., 2022, p.1).

Por todo lo expuesto se puede afirmar que los niveles extremos del mar, causados por las ODT y las mareas altas, pueden tener impactos sociales devastadores. Luego, para proteger eficazmente nuestras costas, se necesita información global sobre las inundaciones costeras (Muis et al., 2017).

La Ciudad de Buenos Aires está situada en la margen occidental del Río de la Plata, un estuario muy extenso y poco profundo con una orientación NNO-SSE que comparten Argentina y Uruguay (Figura 2). En sus márgenes y en su zona de influencia se encuentran las capitales de ambos países, Buenos Aires y Montevideo, y numerosos puertos, balnearios y centros industriales. Formado por la confluencia de los ríos Paraná y Uruguay, el RdP tiene una longitud de unos 300 km, ensanchándose desde 40 km en su extremo superior hasta 220 km en su desembocadura en el Océano Atlántico. La superficie estuarina es de 35.000 km<sup>2</sup> y el área de drenaje fluvial es de 3,1 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> (Depetris y Griffin, 1968), lo que sitúa al RdP entre el cuarto y quinto lugar del mundo en descarga fluvial y área de drenaje, respectivamente.



*Figura 2.- El estuario del RdP. D'Onofrio et al. (2002).*

El RdP, debido a su extensión, poca profundidad y forma de embudo, se ve muy afectado por los fuertes vientos del sudeste que empujan sus aguas río arriba, pudiendo provocar en consecuencia, graves inundaciones (D'Onofrio et al., 2008, p.260). Además, la circulación del agua en el estuario de RdP es impulsada por la compleja interacción de varios forzantes: el flujo de los afluentes, las mareas, los vientos, la geometría y la topografía del fondo y la rotación de la Tierra (aceleración de Coriolis). Sin embargo, D'Onofrio et al. (1999) sostienen que el flujo de agua dulce es despreciable al estimar los niveles extremos en la región, ya que las inundaciones se deben principalmente a la combinación de mareas y oleaje. La gran variabilidad de los vientos en la zona y la gran amplitud del estuario imprimen a la circulación características particulares (por ejemplo, Simionato et al., 2004a, b; Meccia et al., 2009; 2013).

El RdP está localizado en una de las regiones más ciclónicas del Hemisferio Sur (Gan y Rao, 1991), debido a las ondas atmosféricas que se mueven a lo largo de las latitudes subtropicales del Pacífico Sur y de las regiones sudamericanas, exhibiendo una variabilidad máxima en períodos de 10 a 12 días, que interactúan con masas de aire subtropical sobre el noreste de Argentina, Uruguay y el sur de

Brasil (Vera et al., 2002). Células anticiclónicas que se separan del centro de alta presión del Pacífico Sur y viajan hacia el este-noreste producen el desarrollo de fuertes vientos del sudeste en capas bajas de la atmósfera que pueden superar los 25 m/s durante los eventos extremos (D'Onofrio et al., 1999). Estas tormentas, conocidas como sudestadas producen marejadas e inundaciones en el alto estuario (D'Onofrio et al., 1999; Santoro et al., 2013; Dinápoli et al., 2017), pero también pueden ser producidas por otras condiciones meteorológicas que conducen a vientos fuertes y/o persistentes del este y sudeste (Escobar et al., 2004). La acción del viento no solamente hace subir el nivel del río por efecto de apilamiento, sino que además empuja las aguas hacia la costa, generando mayor presión en la desembocadura de los desagües pluviales. De esta forma se impide el escurrimiento del agua acumulada en la ciudad, provocando inundaciones en las zonas costeras. Su duración es de 1 a 3 días, pero se han dado casos de mayor duración. Se denomina leve a la sudestada que presenta vientos entre 18 y 35 km/h y en general con cielo parcialmente cubierto. La sudestada moderada, con viento entre 27 y 55 km/h, cielo nublado y a veces con precipitaciones. La sudestada fuerte con ráfagas superiores a los 55 km/h y generalmente con lluvias en toda la región (Ereño, 2002, p.72). Dicho fenómeno afecta las márgenes y el valle aluvial del RdP y por efecto de remanso al Riachuelo, hasta arriba del Puente de La Noria, y sus márgenes y la parte inferior de las cuencas (D'Onofrio et al, 1999).

Al igual que sucede a nivel global, debido al cambio climático, el RdP está experimentando un incremento de su nivel medio debido tanto al aumento del nivel medio del mar como al cambio en la dirección de los vientos estacionales predominantes. Además, está aumentando la frecuencia de las sudestadas. Ambos efectos provocan una mayor vulnerabilidad de la zona costera a las inundaciones (Re y Menéndez, 2006).

Muchas cuestiones socio-ambientales en el RdP están relacionadas con la circulación, su variabilidad y sus principales forzantes (Moreira y Simionato., 2019, p2). Entre las cuestiones más significativas se encuentra la previsión de ODT (por ejemplo, Dinápoli et al., 2017, p.393) y las alertas de inundaciones (por ejemplo, Moreira et al., 2014, p.245). Para evaluar el riesgo asociado a las ODT, es esencial

conocer su magnitud y frecuencia de ocurrencia. Sin embargo, las ODT muestran un alto nivel de variabilidad natural a diferentes escalas temporales y espaciales (por ejemplo, Idier et al., 2019; Woodworth et al., 2019), lo que complica su análisis e introduce grandes incertidumbres en la estimación de su probabilidad de ocurrencia (Marcos et al., 2015; Wahl y Chambers, 2015).

## **2.5 Riesgo, vulnerabilidad y resiliencia**

Un peligro natural es una situación determinada que tiene potencial para infligir pérdidas o daños a la comunidad y al medio ambiente. Un desastre natural es un fenómeno extremo causado por un peligro natural que afecta gravemente el tejido de una comunidad y suele requerir la intervención del gobierno para devolver la comunidad a la normalidad (Jacks et al., 2010).

La vulnerabilidad refiere al conjunto de atributos de un determinado sistema social que disminuyen su capacidad de respuesta frente a situaciones de crisis, por lo que expresa entonces la propensión a sufrir daños (Lavell, 1996). La vulnerabilidad de la gente depende de su edad, género, condiciones de salud y de cómo la sociedad trata a sus miembros; pero también depende de la calidad y lugar de asentamiento de los bienes construidos, de los usos del suelo, del estado de la infraestructura y servicios, y de las formas de vida y autoridad política o gobierno. Es esta vulnerabilidad la que, conjugada con la amenaza, da lugar al desastre producido por un fenómeno natural (Herzer y Clichevsky, 2001).

Los fenómenos climáticos extremos, la exposición y la vulnerabilidad están influenciados por una amplia gama de factores, incluidos el cambio climático antropogénico, la variabilidad natural del clima y el desarrollo económico. Los fenómenos naturales extremos pueden contribuir a la ocurrencia de desastres, pero los riesgos de desastre no solo obedecen a fenómenos físicos. Los riesgos de desastres surgen de la interacción entre fenómenos meteorológicos o climáticos extremos, junto con fenómenos sociales tales como la vulnerabilidad social y su distribución en el territorio. Por ello la gravedad de los impactos relativos a los

fenómenos climáticos extremos poseen una multicausalidad, que deriva en situaciones de riesgo o en desastres cuando existe población afectada, y se producen alteraciones graves en la organización de las comunidades involucradas. Se entiende por riesgo de inundación a la frecuencia con que los eventos de inundación tienen lugar, multiplicada por sus consecuencias. A su vez las consecuencias de la inundación dependen de los tipos de peligros que se generan, y la magnitud de la vulnerabilidad a dichos peligros a los cuales están expuestos las personas, las estructuras, las actividades y el medio ambiente. Exposición significa estar en el área afectada por las inundaciones, y vulnerabilidad, como se dijo se define como una falta de protección, fortaleza, capacidad de recuperación y/o prevención e información, que da lugar a que los peligros de inundación provoquen daños, pérdidas físicas o interrupciones de servicios y pérdidas económicas (Aradas et al., 2014).

En la formulación del riesgo de desastres son esenciales dos elementos: la probabilidad de que se produzca un peligro y la vulnerabilidad de la comunidad a ese peligro. Respecto de la probabilidad del peligro es necesario conocer sobre su pasado, monitorearlo en el presente y predecirlo en el futuro. Hay una amplia gama de escenarios de peligro, desde una alta probabilidad de ocurrencia y de bajas consecuencias hasta los de baja probabilidad y altas consecuencias. Por su parte la vulnerabilidad de la comunidad es, como ya se esbozó, la susceptibilidad y la resistencia de la comunidad y del entorno a los peligros naturales. Pérez García (2010) afirma que la vulnerabilidad frente a las inundaciones está aumentando con el incremento de la población y la urbanización y que el proceso de urbanización expone cada vez más áreas al peligro de inundación.

El riesgo, entendido como una condición latente de la sociedad (riesgo social), se va construyendo en un proceso que se desarrolla bajo la apariencia de normalidad y que es fruto de las acciones y decisiones que tomamos todos y cada uno de los actores cotidianamente. El riesgo se va a expresar en el territorio, y en la exposición, que es, a la vez, una conjunción de los peligros, en principio naturales, y el conjunto de vulnerabilidades. La exposición se da en el territorio y el territorio es fruto de la construcción histórica de la sociedad a través de sus imaginarios, de cómo se lo

percibe, de cómo se lo apropia, de cuáles son las lógicas que fueron dominando esa construcción en cada momento histórico. Y es fruto también de las decisiones, acciones e inacciones que se deciden desde esos imaginarios, percepciones y lógicas. Desde este punto de vista la construcción del territorio urbano es la construcción del riesgo, de forma tal que se daría un territorio de riesgo (González, 2010). En el caso de la Ciudad de Buenos Aires el proceso de construcción del riesgo, de acuerdo con lo que afirma González (2010), ha tenido desde su fundación, un proceso de desarticulación constante entre las condiciones originarias del sitio, y el funcionamiento del sistema hidrológico-climático por una parte y la lógica de construcción y apropiación del territorio urbano por otra. En principio se ha visto a la naturaleza en la Ciudad de Buenos Aires como un obstáculo que es necesario traspasar, es necesario conquistar para apropiarse y construir territorio. En el caso de la Cuenca del Maldonado, por ejemplo, la apropiación del bañado es uno de los hitos fundamentales en esto de avanzar sobre la naturaleza: primero con la construcción del Palacio de la Gobernación en la época de Rosas y luego con la construcción del parque Tres de Febrero, sobre lo que era la boca del arroyo Maldonado. Se trataba de un territorio todavía más dominado por causas naturales que por actividades sociales. Sobre este territorio entonces, se empieza a apropiarse la naturaleza. Una de las claves en esta construcción de riesgo del territorio, fue el Plan General de Desagües Pluviales de OSN (Obras Sanitarias de la Nación) del año 1919, que se desarrolló hasta aproximadamente la mitad del siglo XX. Esa red pluvial hidráulica se fijó sobre una red hídrica que es natural; con lo cual la peligrosidad original que era natural empieza a ser no tan natural, y empieza a modificarse en el territorio. Una vez saneadas las cuencas integradas al Radio Nuevo, empieza la apropiación del territorio y se expande la urbanización; se valoriza la tierra y empiezan a llegar otros sectores sociales, que antes eran marginales. Hay una rápida urbanización y consolidación de los barrios que estaban empezando a formarse, pero que se empiezan a consolidar cuando se trazan las avenidas sobre los arroyos y se van densificando en población y edificios. González (2010) remarca como aspecto curioso que a lo largo de todo el recorrido histórico la inundación como problema no es tenido en cuenta, no aparece claramente en los

instrumentos que van regulando el crecimiento urbano sobre el territorio saneado. Una vez que los arroyos quedan canalizados bajo las avenidas se oculta este peligro; los arroyos “no están más”, teóricamente. Entonces lo que ha hecho este proceso al ocultar este peligro es conducir a una dicotomía: por un lado, lo que llamamos la “ciudad visible”, que es lo que vemos nosotros todos los días, es lo que se gestiona en lo cotidiano, es el fruto de las decisiones diarias. Esta “ciudad visible” está enfrentada a una “ciudad invisible” que está restringida simplemente al manejo hidráulico en general y, sobre todo, al manejo de los desagües pluviales. Las dos se ponen en evidencia cuando aparece un desastre, una nueva inundación (González, 2010).

A nivel de las dimensiones del riesgo, tal como lo entendemos conceptualmente, lo que tenemos hoy es una exposición crítica del territorio a una peligrosidad que ha sido amplificadas en parte por lo que fueron las obras pluviales originales y lo que se hizo o no se hizo después (como la histórica falta de mantenimiento). A eso hay que sumar un mosaico muy complejo de situaciones de vulnerabilidad en la ciudad; un mosaico que nos da, a grandes rasgos, un sector sur potencialmente más vulnerable y un sector norte menos vulnerable; en la franja media, que corresponde a la cuenca del Maldonado, estaría el sector de las clases medias (González, 2010). Cuantitativamente, una inundación se considera peligrosa cuando incluye riesgo de vida, salud y propiedad debido a la capacidad de arrastre del agua, medida ésta con los parámetros de profundidad ( $h$ ) y velocidad del agua ( $v$ ). Una persona adulta de 1,80 m de altura es derribada por el agua con 1,20 m de profundidad y a una velocidad de solo 0,30 m/s. Los vehículos que cruzan calzadas inundadas pueden ser inestables cuando las profundidades del agua exceden los 0,30 m, y si la velocidad del agua es significativa, los edificios pueden registrar algún tipo de destrucción y los automóviles pueden ser desplazados por flotación. Para profundidades superiores a 2 m, los edificios pueden sufrir daños por presión del agua e impacto de escombros y materiales flotantes que tienden a aumentar la profundidad del agua, y por lo tanto el grado total de daño de la inundación (Aradas et al., 2014).

Pérez García (2010) sostiene que las inundaciones son y seguirán siendo un fenómeno difícil de tratar y mitigar. Y que por ello toda la población debe comenzar a involucrarse en asimilar el concepto de resiliencia. Define la resiliencia como la capacidad que posee un individuo frente a las adversidades, para mantenerse en pie de lucha, con dosis de perseverancia, tenacidad, actitud positiva y acciones que permiten avanzar en contra de la corriente y superarlas. La resiliencia es un proceso dinámico que tiene por resultado la adaptación positiva en contextos de gran adversidad. Es una respuesta global en la que se ponen en juego los mecanismos de protección, entendiéndose por estos, no la valencia contraria a los factores de riesgo, sino aquella dinámica que permite al individuo salir fortalecido de la adversidad, en cada situación específica y respetando las características personales (García-Vesga y Domínguez-de la Ossa, 2013, p.10).

El análisis histórico permite comprender el modo en que, en una determinada sociedad, los actores políticos responsables han tomado en cuenta o ignorado la vulnerabilidad y el riesgo (Merlinski y Tobías, 2015).

El estado es el actor político central en la gestión del riesgo por su aporte necesario e indispensable a la generación de políticas de desarrollo sustentable. Su aporte es necesario porque la propia lógica de la acumulación capitalista requiere de la oferta de “bienes comunes” que no pueden ser producidos por actores competitivos en el mercado; e indispensable porque se dirige a las generaciones futuras y trata de aspectos y procesos caracterizados sea por ser no sustituibles, sea por la imposibilidad de su incorporación crematística al mercado (Guimaraes, 2003).

De esta forma se puede hablar de vulnerabilidad institucional, la cual es un componente central para entender el rol que juegan las políticas públicas en la generación de condiciones de riesgo, como componentes activos del sistema de catástrofe (Gilbert, 2006). Merlinski (2015) define tres dimensiones centrales para el análisis de la vulnerabilidad institucional: i) la regulación y aplicación de normas de usos del suelo, ii) la inversión pública en construcción y mantenimiento de infraestructuras y iii) la construcción de sistemas de información y alerta temprana. Tratándose del análisis de la gestión del riesgo de inundaciones, la vulnerabilidad

institucional es la pérdida de capacidad de respuesta por parte del estado en la generación de condiciones de seguridad territorial. En contextos urbanos, implica tomar en consideración la regulación del mercado inmobiliario, el desarrollo de políticas de planificación urbana y ordenamiento territorial. Un punto clave de la vulnerabilidad institucional refiere a la reducción del gasto o a su evolución en un nivel menor al crecimiento poblacional en relación con la construcción y mantenimiento de infraestructura hidráulica y de mantenimiento de las obras de desagües pluviales (Merlinski y Tobías, 2015). También se expresa en la reducción de inversiones en las áreas de la ciudad que son más propensas a sufrir los efectos de los desastres y donde vive la población más desfavorecida económicamente y que, por lo tanto, no tiene capacidad económica de recuperación frente al desastre (Cutter 2003). Estas tres dimensiones de la vulnerabilidad institucional serán contempladas en las secciones siguientes.

## **2.6 Inundabilidad de la Ciudad de Buenos Aires**

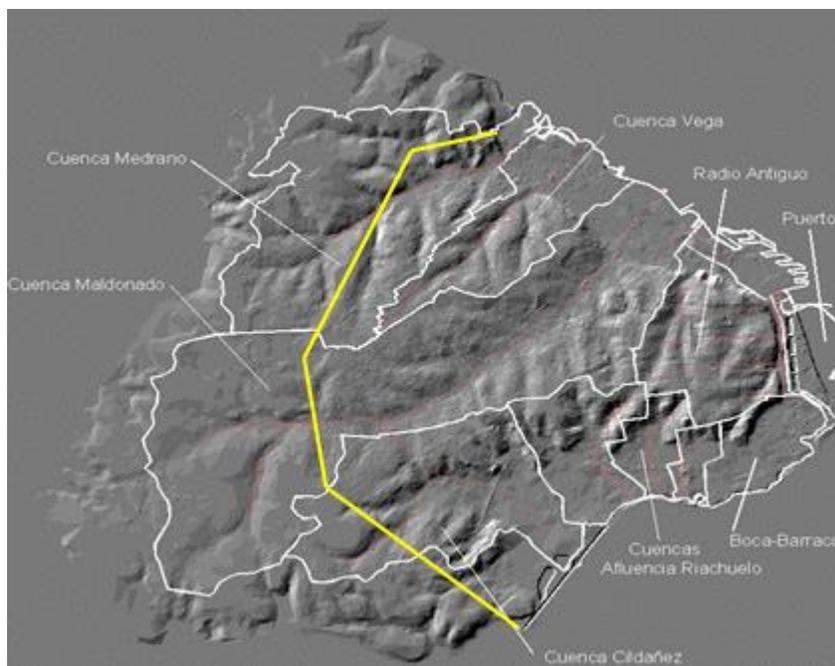
Buenos Aires es una ciudad edificada como si no estuviera en una región inundable. Se ha densificado su edificación y se ha impermeabilizado el suelo, y la población ha ocupado tierras inundables, sin provisiones en cuanto a desagües. Como producto de la urbanización se rellenaron bajos naturales que actuaban como amortiguadores durante las crecidas. La pavimentación, la tala de árboles y de vegetación natural dificultan la absorción de las aguas (Arauz et al., 2002, p.198) Las frecuentes sudestadas arrinconan las aguas del estuario del RdP contra la costa y pasa a actuar como tapón de sus afluentes. Se han registrado inundaciones que han superado la cota de 4 m con respecto al cero del Riachuelo; las aguas llegan a cubrir toda la terraza baja. Esto determina que el área ribereña sea una zona de riesgo hídrico, lo que se comprueba cada vez que llueve con intensidad, hay sudestada, o ambos fenómenos a la vez. Siempre se inundan los mismos lugares: las zonas bajas y los alrededores de los ríos y arroyos entubados. Los rellenos

producen embancamiento de los arroyos y dificultan el drenaje, con lo que agravan aún más las inundaciones (Arauz et al., 2002, p. 198).

La visión de progreso de fines del siglo XIX y comienzos del siglo XX impulsaron un rápido avance de la urbanización sobre los cursos de agua, que finalizaron en la materialización de entubamientos, pretendiendo sepultar los rasgos naturales del sistema en pos del desarrollo de barrios, infraestructura y servicios. El dilema de ocupación de terrenos próximos a los cursos de ríos (típicamente llanuras de inundación) es conocido desde épocas remotas: aun cuando la proximidad a un curso de agua presenta beneficios para el desarrollo de una población, el fenómeno de inundabilidad presenta reglas de convivencia más explícitas y claras debido a la presencia manifiesta y permanente del río, a la vista de todos (Aradas, 2014). Pero en las tramas urbanas donde se han entubado los cursos, se pone de manifiesto sólo en ocasión de una gran tormenta, tomando por sorpresa a propios y ajenos, y el agua accede a la ciudad a través de sumideros y bocas de registro (Aradas, 2014, p. 2).

Los procesos de crecimiento urbano a expensas de las áreas inundables, demuestran la importancia de la dimensión institucional para la gestión ambiental urbana, la que no puede limitarse estrictamente a los límites jurisdiccionales. En la gestión de los recursos hídricos, la incorporación de la cuenca como unidad de análisis, planificación y gestión permite tomar en cuenta las condiciones del medio natural en su interrelación con los procesos sociales que dan lugar a la degradación ambiental (Lavell, 1996).

El ambiente en el cual se fundó la Ciudad de Buenos Aires se podría definir como una planicie suavemente ondulada, con dos porciones bien contrapuestas, la altiplanicie y los bañados (Figura 3). La meseta porteña, con una superficie llanurizada de algo más de 20 m de altura sobre el nivel bajo ordinario del río, alcanza en la intersección de la Av. Francisco Beiró y Mercedes una cota máxima de 27 m sobre el cero del Riachuelo. Por su parte, la base de las barrancas con el perímetro de la Ciudad se ubica alrededor de la cota 5 m, la que limita aproximadamente la terraza baja, frecuentemente inundable por las aguas del estuario en períodos de sudestada (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022)



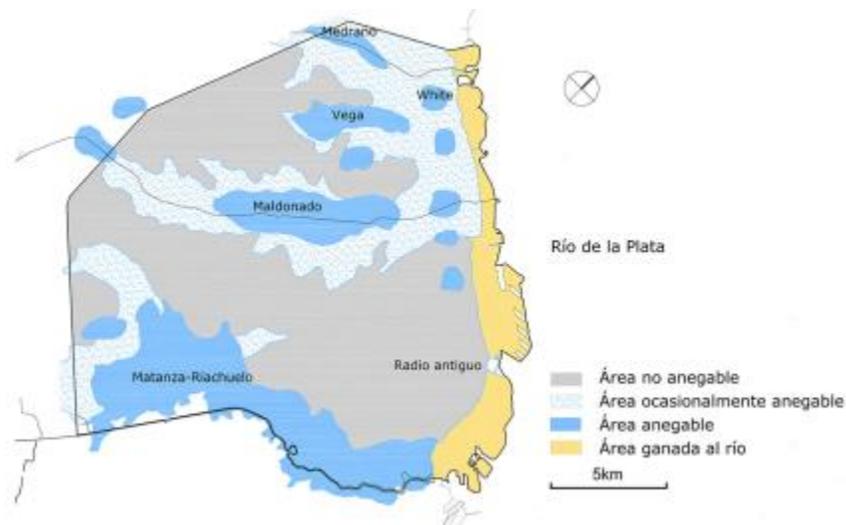
*Figura 3- Relieve y principales cuencas de la Ciudad de Buenos Aires (en amarillo se muestra su límite oeste)*

*(<https://www.buenosaires.gob.ar/desarrollourbano/desarrollo/planes/antecedentes>)*

Fuera del amplio valle del Matanza Riachuelo, la meseta alta porteña está incidida por una serie de vaguadas, más o menos paralelas de rumbo dominante sudoeste a noroeste, siendo la más importante el valle del antiguo arroyo Maldonado, hoy entubado tal como los cursos inferiores de los arroyos Medrano, White, Vega y Manso. En la zona céntrica se encuentran las depresiones de los desaparecidos arroyos Terceros del Medio y del Sur, en tanto que, en el margen sur de la Ciudad convergen otros arroyos que desaguan en los bañados del Arroyo Cildáñez que entre los Puentes de la Noria y Alsina se confunden con aquellos del Valle del Riachuelo (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022).

Los cursos fluviales ocupan más del 20% de la superficie urbana, pero están rectificadas y/o entubadas, en gran medida mediante obras realizadas entre 1908 y 1954 a partir de estimaciones de máximo caudal y escorrentía sensiblemente inferiores a los actuales. Por otra parte, las modificaciones del Código de Edificación realizadas a fines de la década de 1960 permitieron la construcción de torres, sin tener en cuenta las áreas inundables y agudizaron los problemas de drenaje en

algunas cuencas hidrográficas como por ejemplo la del arroyo Vega (Herzer y Clichevsky, 2001). Numerosas intervenciones en la línea de costa modificaron la geometría hidráulica de los cursos fluviales, variando su longitud y perfil longitudinal y disminuyendo aún más la escasa pendiente. Las sudestadas suelen agravar la situación, ya que pueden elevar el nivel del RdP impidiendo la evacuación del exceso de caudal aportado por las precipitaciones locales. El control de inundaciones ha requerido numerosas obras de infraestructura que continúan en la actualidad (Dadon, 2020). En la Figura 4 se pueden ver las áreas inundables de la Ciudad de Buenos Aires.



*Figura 4- Áreas inundables de la Ciudad de Buenos Aires. Dadon, J.R. (2020)*

La población de la Ciudad de Buenos Aires pasó de 664.000 habitantes en 1895, a 1.577.000 habitantes en 1914. En 1926, la Ciudad contaba con casi 2.300.000 habitantes, un crecimiento demográfico explosivo. Gran parte de la población se asentó en los valles de inundación de arroyos y la extraordinaria venta de lotes y pavimentación de calles, en poco tiempo, redujeron las superficies absorbentes y aceleraron el escurrimiento de agua. Actualmente, la población de la Ciudad de Buenos Aires, según el censo nacional de 2022, es de más de 3.000.000 de habitantes. La ciudad tiene una densidad media de 15.000 hab/km<sup>2</sup>, aunque en algunos barrios como Caballito su densidad roza los 30.000 hab/km<sup>2</sup> (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022)

El efecto por sudestada, es decir el aumento del nivel del RdP, es un efecto que, en la mayor parte de los casos, sobre todo en el Maldonado, está concentrado en las áreas con cotas por debajo de 4m IGN (Instituto Geográfico Nacional). Para la cuenca del arroyo Vega la importancia de la sudestada también es significativa, al igual que en el arroyo Medrano. (Aradas et al., 2010, p.118).

Así es que las inundaciones son un problema recurrente en los barrios ribereños (Herzer y Clichevsky, 2001) y han cobrado vidas humanas en 1985, 1997, 2000 y 2001, además de las pérdidas millonarias por suspensión de servicios, evacuaciones masivas y destrucción de viviendas (Di Pace et al., 1992; Pereyra, 2004).

Los desagües pluviales son una parte fundamental de la sustentabilidad urbana, es decir, determinan que la ciudad no colapse y que pueda mantener sus condiciones a través del tiempo. Por ejemplo, el Maldonado el 24 de enero del 2001, sufrió el efecto de la sudestada más inundación por precipitaciones pluviales, una cosa que no se da frecuentemente. En el plano topográfico se observa casi cero metros al lado del RdP y una cuña que es la cuenca del arroyo hacia la cual van las aguas (y ahora está entubada). Además, el impacto en la cuenca del Maldonado es más significativo si se tiene en cuenta que tiene una densidad promedio de 300 habitantes por hectárea, cuando la Ciudad de Buenos Aires tiene 140 de promedio (Guaresti, 2010).

Retomando el concepto de vulnerabilidad institucional relacionada a la regulación y aplicación de normas de usos del suelo (definida en la sección anterior) vemos que está caracterizada por la falta de aplicación de dichas normas, lo cual ha ido generando una mayor presión poblacional sobre las áreas de riesgo hídrico. Según Merlinski (2015), el problema mayor no es la falta de normas sino su bajo nivel de aplicación y, en particular la concesión de exenciones a la norma (permisos excepcionales de construcción). La ausencia de una planificación urbana que contemple la gestión del riesgo de inundaciones no permite asignar valor a las políticas de regulación del uso del suelo (Merlinski y Tobías, 2015).

## **2.7 Infraestructura hidráulica y medidas hídricas de la Ciudad de Buenos Aires**

La infraestructura hidráulica de la Ciudad actualmente cuenta con un complejo sistema de desagües que descargan en el RdP. Estos desagües, junto con la red de provisión de agua potable, fueron proyectados en dos etapas: la primera apuntó a resolver el drenaje del casco céntrico, denominado “Radio Antiguo”, y la segunda corresponde a las obras del “Radio Nuevo” (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022). El primero de los desagües constituye un sistema mixto pluvio-cloacal que abarca unas 3.000 ha y cuya construcción fue iniciada en 1873. En cambio, en el sector conocido como "Radio Nuevo", el sistema cloacal fue construido con anterioridad al de drenaje pluvial, dejando una extensa y poblada región de la ciudad expuesta a los efectos de la inundación que acompañaban los desbordes de los principales arroyos que la atraviesan (Maldonado, Vega y Medrano). Estos arroyos fueron posteriormente entubados complementando el sistema de drenaje actual con una red de conductos de orden menor. Calculadas para una población y densidad edilicia menores a las actuales, tuvieron una relativa adecuada respuesta a los problemas de las inundaciones hasta que el crecimiento urbano posterior superó la capacidad de la infraestructura. El sistema de drenaje fue diseñado para una ciudad de edificación abierta, con espacios no impermeabilizados y bajo coeficiente de escorrentía (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022). Así es que la red de infraestructura de la ciudad data, en su mayor parte, de mediados del siglo pasado y, sólo recientemente, ha tenido un importante refuerzo de su sistema troncal con la concreción de los túneles aliviadores del arroyo Maldonado (de 6,9 m de diámetro y aproximadamente 15 km de longitud), obra prevista en el Plan Director de Ordenamiento Hidráulico del año 2004 (Aradas et al., 2014). El Plan Director de Ordenamiento Hidráulico y Control de Inundaciones de la Ciudad de Buenos Aires se desarrolló entre 2001 y 2005, y es la planificación más importante y completa realizada en nuestro país en lo que a sistemas de desagües pluviales se refiere. Fue desarrollado por expertos de las firmas Halcrow, Harza, IATASA y

Latinoconsult, dirigidos por los ingenieros Ludovico Ivanissevich Machado (director) y Miguel F. Mauriño (coordinador). Se contó con herramientas tales como el Sistema de Información Geográfica, que procesó la información básica con rapidez y calidad, y el modelo matemático hidrológico e hidrodinámico, con el que se modeló la totalidad de las cuencas en estudio (Mouriño, 2014). Con estas herramientas se efectuó un diagnóstico sobre la situación de la ciudad cuando es sometida a precipitaciones de corta duración (hasta tres horas) y de diferentes recurrencias (2, 5, 10, 25, 50 y 100 años). Se generaron mapas de afectación para cada uno de los eventos modelados, de los que surgió que la afectación era significativa: en un evento de 100 años de recurrencia, el 25 % de la ciudad, con el 70 % concentrado en las cuencas de Maldonado, Vega y Medrano (Figura 5). De acuerdo con el diagnóstico, se desarrolló el plan de mitigación de los efectos producidos por lluvias intensas de corta duración (Mouriño, 2014).

Las metas del Plan Director fueron definir el marco institucional y las medidas estructurales y no estructurales analizando su impacto; realizar la evaluación económica, financiera, social y ambiental; desarrollar un programa de educación, difusión y comunicación, establecer un cronograma de implementación, diseñar un sistema de gestión sectorial (Mouriño, 2014).

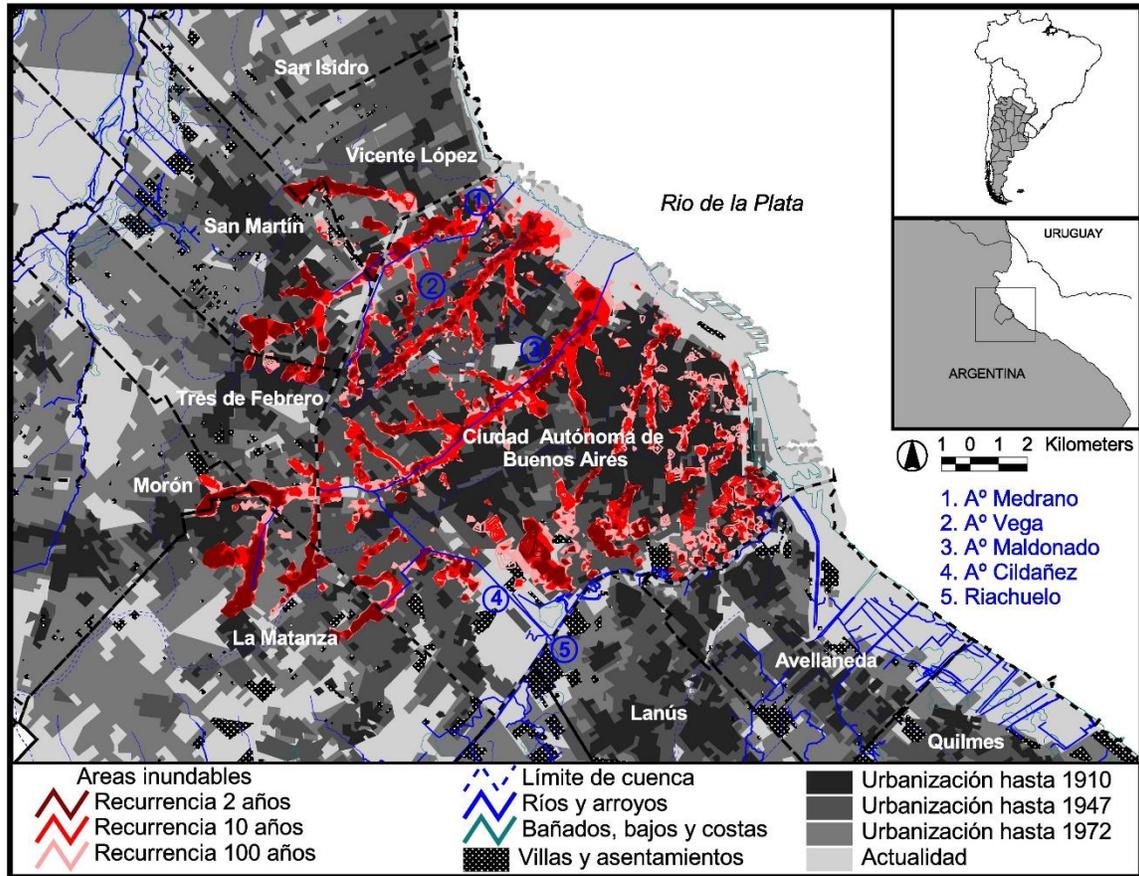


Figura 5- Mapa de áreas inundables para períodos de recurrencia de 2, 10 y 100 años, elaborado en base a datos del Plan Urbano Ambiental creado por el Gobierno de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires (2006) Merlinsky y Tobías (2015)

Las medidas estructurales, desarrolladas a nivel de Proyecto Ejecutivo en la cuenca del Arroyo Maldonado y a nivel de anteproyecto en el resto de las cuencas, fueron:

- Cuenca Arroyo Maldonado: entubamiento de dos tramos del emisario principal y construcción de dos túneles aliviadores del mismo. Además, se construyeron conductos pluviales secundarios de refuerzo y se instalaron nuevos sumideros.
- Cuenca Arroyo Vega: un túnel aliviador del emisario principal, seis obras de derivación de redes de conductos pluviales secundarios al túnel, una obra de descarga en el RdP, adecuación de la obra de descarga del emisario principal

para mitigar los efectos de la sudestada, conductos pluviales secundarios de refuerzo de la red actual y colocación de nuevos sumideros.

- Cuenca Arroyo Medrano: construcción de un túnel aliviador y una derivación hacia el mismo, cuatro obras de derivación del emisario principal hacia el túnel, conductos pluviales secundarios de refuerzo de la red actual e instalación de nuevos sumideros.
- Cuenca Arroyo Cildañez: túnel bajo la calle Gordillo conectado con el nuevo ramal Gordillo con descarga prevista en el Riachuelo; construcción de un reservorio de 8.000 m<sup>3</sup>, conductos pluviales de refuerzo de la red secundaria existente y nuevos sumideros.
- Radio Antiguo - Ugarteche: se preve la construcción de un reservorio de 35.000 m<sup>3</sup> en la Plaza Rubén Darío; conductos pluviales secundarios de refuerzo de la red existente y sumideros.
- La Boca - Barracas, Ochoa - Elía, Arroyo Erézcano, Larrazábal y Escalada: conductos pluviales de refuerzo de la red actual y nuevos sumideros.

En efecto, las medidas estructurales mencionadas se realizan para una recurrencia de 10 años si bien todos los análisis de alternativa se realizaron en 5, 10, y 20 años, eligiendo las alternativas de 10 años por los costos y por la envergadura de las obras (Pérez García et al., 2010).

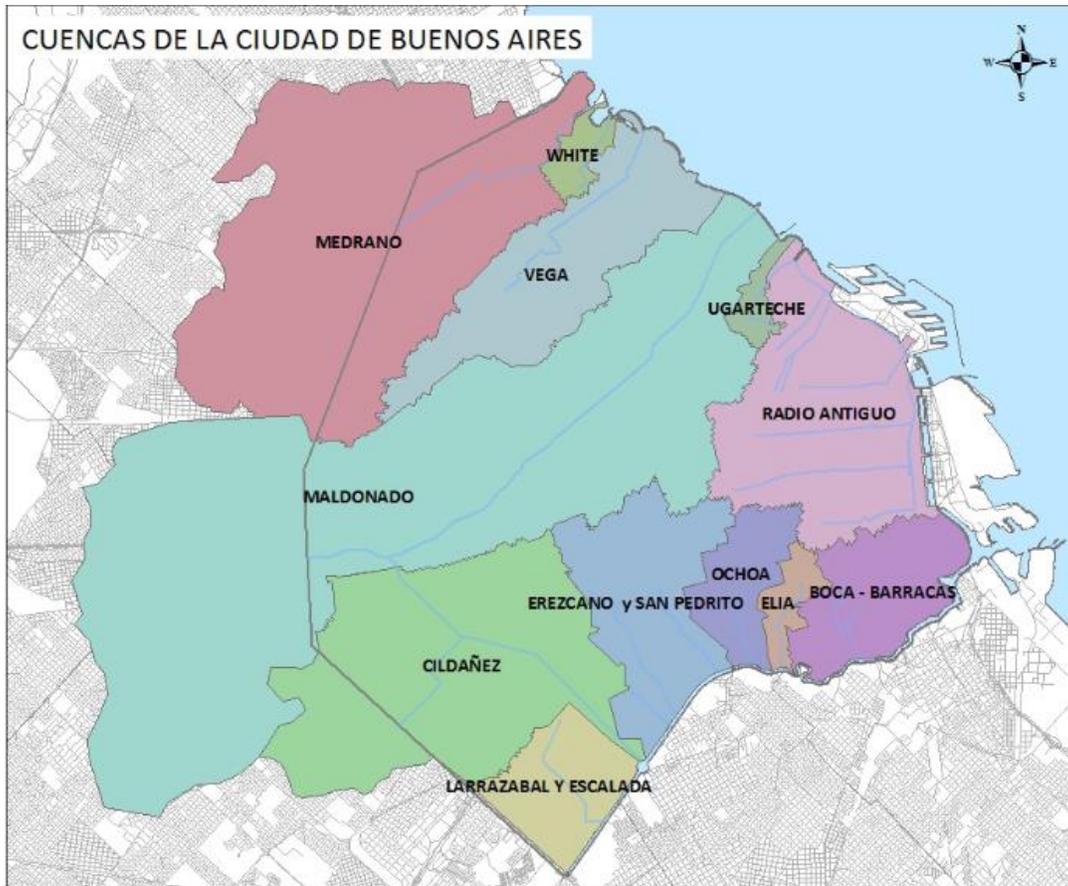
Al considerar el riesgo de ver superada la capacidad de diseño de las medidas estructurales de acuerdo con la recurrencia de diseño y la vida útil de las mismas, los porcentajes indican que los sistemas de desagües pluviales urbanos (diseñados para períodos de retorno de hasta 10 años) seguramente serán superados a lo largo de su vida útil y más de una vez. Considerando las situaciones vividas en Buenos Aires y La Plata en los últimos años, queda claro que es estrictamente necesario diseñar e implementar las medidas no estructurales previstas en el Plan Director: red de alerta hidrometeorológica, planes de contingencia ante eventos extremos que superen la capacidad del sistema pluvial, mapas de riesgo y adecuación de normas urbanísticas, programa de capacitación y educación ambiental hídrica, planes maestros de áreas verdes, planes de gestión de residuos sólidos y

fortalecimiento institucional de los organismos vinculados a la operación y mantenimiento de los sistemas de desagües pluviales (Mouriño, 2014).

Además, Mouriño (2014) resalta la importancia de la implementación de redes de medición, por ejemplo, una red pluviográfica densa. Asimismo, le asigna gran importancia al sistema de gestión sectorial que permite el seguimiento de la planificación realizada.

Para Aradas et al. (2010) a todo el trabajo que se hizo con el Plan Director hay que actualizarlo, complementarlo, reforzarlo y corregirlo donde sea necesario, pero no repetirlo íntegramente.

En la actualidad, se estima que la totalidad del agua que ingresa al sistema sea por precipitación o por aporte de tributarios, escurre con infiltración o retención casi nula. El drenaje rápido y efectivo de las aguas pluviales de la Ciudad de Buenos Aires presenta notorias dificultades. Desde el punto de vista técnico, como ya se ha mencionado, las mismas se deben principalmente a la escasa pendiente superficial, a la gran extensión de las cuencas involucradas (Figura 6) y a la intensidad y frecuencia de las tormentas. Para dar una idea cuantitativa del orden de magnitud del problema aquí planteado, basta mencionar que el área total que drena hacia el este por el RdP y hacia el sur por el Riachuelo alcanza a las 27.000 ha. (Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires, 2022).



*Figura 6- Cuencas que atraviesan la Ciudad: Medrano, Vega, White, Maldonado, Radio Antiguo, Ugarteche, Boca-Barracas, Ochoa-Elía, Erézcano, Cildañez y Larrazábal–Escalada*

*(<https://www.buenosaires.gob.ar/desarrollourbano/desarrollo/planes/antecedentes>)*

El problema de las inundaciones no es algo nuevo, existen registros del año 1930 con los niveles de peligrosidad de inundación que había en ese momento en una zona de la cuenca del arroyo Maldonado. Esto denota de alguna manera el círculo vicioso del problema de las inundaciones, de las medidas estructurales que no son medidas que solucionan o que eliminan el riesgo de inundación, sino que son medidas de mitigación, de manejo del riesgo, acotadas por un entorno de recurrencia de estadística hidrológica (Aradas et al., 2010).

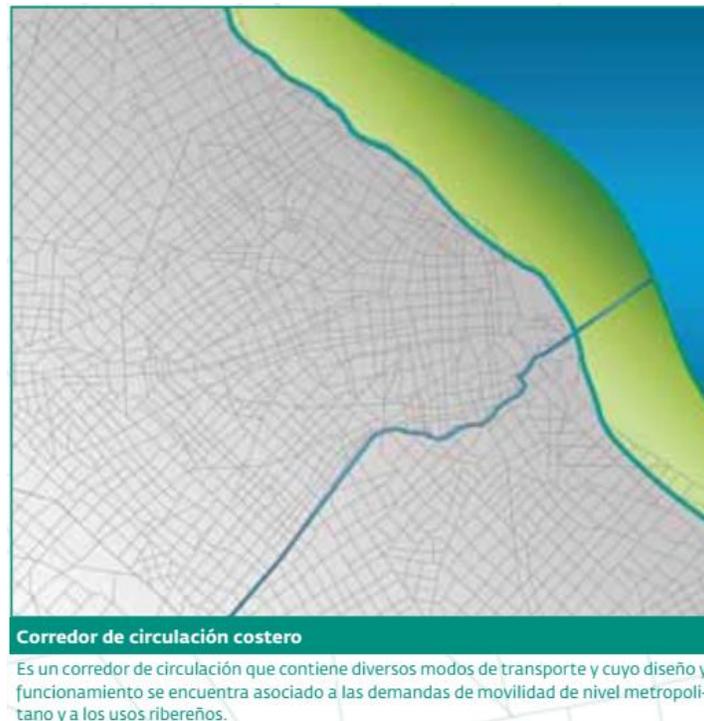
Según Aradas et al. (2010) la importancia tanto de la información hidrometeorológica para la construcción de herramientas, como la información post evento permiten continuamente ir ganando confianza en las herramientas

desarrolladas. Dentro de las medidas no estructurales existen distintos manejos de medidas blandas, en función de espacios verdes, materiales porosos y almacenamientos domiciliarios. Algunas de las soluciones que surgieron del Plan Director de Ordenamiento Hidráulico fueron definir áreas inundables en la Zonificación del Código de Planeamiento Urbano, con un Mapa de Riesgo, especificando algunos requerimientos estructurales para los edificios e implementando, de manera articulada con Defensa Civil o con quien corresponda (Perez García et al., 2010, p.76). La información de riesgo hídrico es una medida no estructural muy importante que se dispone a nivel de cada una de las parcelas de la ciudad. Esto es de mucho potencial para vincular esta herramienta de modelación matemática con, por ejemplo, una red de alerta o a distintos usos que se le pretenda dar dentro de la gestión hídrica, ya que permite vincular el nivel de riesgo con cada una de las parcelas del catastro de la ciudad. Por ejemplo, una red de alerta que vincula un modelo matemático a partir de una entrada hidrometeorológica y genera automáticamente un mapa de afectación, permite conocer, a partir de una dada probabilidad de tormenta, la afectación en los distintos puntos críticos de la ciudad (Aradas et al., 2010). Sin embargo, Leveratto (2019, p.13) señala algunas limitaciones y errores que contiene, a su criterio, el mapa de riesgo hídrico adjunto al Nuevo Código Urbanístico (Figura 7) que la Legislatura de la Ciudad de Buenos Aires sancionó en diciembre del año 2018. El primer señalamiento destaca que la mancha definida en este mapa no incluye como área de riesgo toda la franja costera, ubicada bajo cota de 5 metros, y tampoco contiene aclaraciones que permitan interpretar que este sector debe planificarse como un área costera inundable. No presenta información desgregada según recurrencia, ni niveles de vulnerabilidad u otra documentación gráfica que permita comprender los límites y grados de riesgo asociados según zona y tipo de evento. También Leveratto (2019, p.13) remarca que, al no brindar las fuentes de datos utilizadas, no es posible justificar y validar los criterios aplicados para establecer los límites y dimensiones de la mancha inundable en cada zona de la Ciudad.



*Figura 7- Mapa Áreas de Prevención de Riesgo Hídrico en el Nuevo Código Urbanístico. Plano 7.2.3.8. Anexo III. Nuevo Código Urbanístico de la Ciudad de Buenos Aires.*

Otro tópico importante para considerar en el tema de las obras de infraestructura es el de los terrenos de relleno. En una mesa redonda en la que se discutió precisamente sobre los “Rellenos en la Ribera de la Ciudad Metropolitana”, Pérez García (2010) hace un análisis a través del tiempo de los procesos de relleno que tuvieron lugar en la Ciudad. Él menciona que, si bien se observa una tendencia al descenso en el incremento de la superficie por relleno, debido a una voluntad de no rellenar, esa voluntad no se mantendría en los planes futuros, como se deduce del Modelo Territorial 2010-2060 donde se observa el avance de la costa y se propone una ciudad extendida en la franja de crecimiento costero sobre el río (Figura 8).



*Figura 8- Expansión del territorio de la Ciudad según el Modelo Territorial 2010-2060 (en tonalidades de color verde). Modelo Territorial Buenos Aires 2010-2060, Ministerio de Desarrollo Urbano.*

En esa extensión del frente costero, el Modelo Territorial prevé la construcción de lagunas reguladoras para evitar las inundaciones en la Ciudad. Se plantea la necesidad de desarrollar lagos, en zonas costeras, que funcionen principalmente como reguladores hidráulicos en mixtura con usos recreativos ligados al ocio y a la práctica de deportes náuticos (Ministerio de Desarrollo Urbano, 2009).

Cuando se rellena un sitio, se modifican los patrones hidrodinámicos naturales estabilizados, por lo que el sistema tiene que buscar un nuevo equilibrio. Por ejemplo, en el caso del Arroyo Medrano, su desembocadura fue obstruida por los rellenos y hubo que intervenir con bombeos y drenajes (Perez García, 2010).

En la Figura 9 se puede ver el sistema general de avance de la costa entre la época de la conquista y el año 2002 lo cual ha conducido a la pérdida de la vegetación nativa del área costera., y ha llevado por ejemplo a cambiar el perfil costero que se tenía en la salida del Arroyo Maldonado, de concentrador de olas a disipativo. Esto ha influenciado la obstrucción del Arroyo en su salida. Antes las olas convergían y

no se concentraba sedimento, mientras que hoy tienden a reunirlo (Pérez García, 2010).

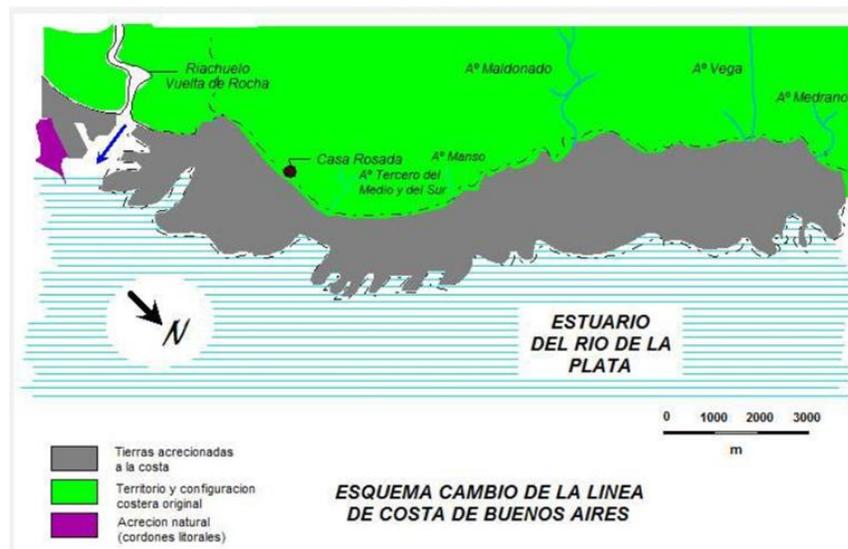


Figura 9.- Incremento superficial de la costa metropolitana. Pérez García, (2003).

Asimismo, se han construido numerosas estructuras de defensa entre las que predominan los paredones verticales que son precisamente los que causan una agresión permanente a la costa natural. Si el contorno costero se modifica continuamente nunca se logra alcanzar la verdadera funcionalidad de los bordes. Los perfiles hidrodinámicos en la costa de Buenos Aires sufren erosión, sedimentación y ruptura de estructuras costeras y generan una anarquía total del sistema, pues el hombre se impone una vez más sobre la naturaleza. Para Pérez García (2010) no se puede continuar invadiendo el territorio fluvial sin ningún tipo de planificación. Cualquier línea de costa es el resultado de la interacción entre las fuerzas hidráulicas del cuerpo de agua y los materiales litorales. Por lo tanto, la configuración costera es el resultado de un equilibrio no estático sino dinámico. Así es que cualquier modificación inducida antrópicamente tenderá a alterar ese equilibrio, expresándose fenómenos de erosión o acreción según sea el sitio considerado (Pérez García, 2010). Los rellenos u obras para realizar en la costa como prevé el Modelo Territorial 2010-2060 deben lograr contornos costeros definitivos con funcionalidad morfo-hidrodinámica para un tiempo en que se puedan ajustar las variables geomorfológicas, esto es durante los próximos 100 años.

Incluye el crecimiento de la ciudad, el incremento de la demanda de servicios y espacios y la protección frente al cambio climático (Pérez García 2010).

Las obras para resolver el problema de las inundaciones provocadas por las sudestadas en La Boca y Barracas datan del año 1997. Dichas obras consisten básicamente en la sobreelevación de los 6.000 m de ribera del Riachuelo hasta la cota no inundable, con una recurrencia de 500 años (1,20 m de promedio sobre el nivel actual), evitando el paso superficial del agua del río. Asimismo, incluyen la construcción de conductos colectores, de una longitud total de unos 5 km, que interceptan la red pluvial actual y derivan este caudal a siete estaciones de bombeo. Las mencionadas estaciones, provistas con compuertas y rejas, controlan las salidas de los desagües y funcionan como compuertas que impiden el paso del agua del río hacia los barrios, pudiendo erogar un caudal total de 120 m<sup>3</sup>/s mediante 30 bombas sumergibles (Bienales de Arquitectura, 2022).

Pérez García (2010) entiende que el planteo no puede ser vivir atrapados en una ciudad terminal, situada en depresión, rodeada de paredes cada vez más altas y subsistir por el bombeo, como se hace actualmente con el aliviador del Arroyo Maldonado.

En resumen, el análisis llevado a cabo en esta sección nos permite evaluar la dimensión de la vulnerabilidad institucional respecto a la inversión pública en construcción y mantenimiento de infraestructuras definidas en el apartado 2.6. Lo más remarcable es constatar que, a lo largo de la historia, las principales medidas implementadas para hacer frente a las inundaciones se concentran en obras como entubamientos, canalizaciones, terraplenes y defensas, medidas que buscan desviar, retener o modificar los cursos de agua. El énfasis en este tipo de medidas muestra un desconocimiento acerca de la gestión integrada de cuencas hídricas (Merlinski y Tobías, 2015). Pero, además afirma Merlinski (2015) existen problemas de financiamiento y conflictos interjurisdiccionales con el gobierno nacional que llevan a atrasos en la ejecución de las obras.

## **2.8 Sistemas de alerta y gestión de riesgos**

En algunos casos, los desastres naturales no pueden evitarse. Sin embargo, su impacto general puede reducirse significativamente gracias a la prevención y mitigación de desastres. La mitigación de desastres es el proceso de gestionar los riesgos asociados con desastres naturales potenciales de modo que se minimicen o incluso se eliminen las pérdidas.

Un sistema de gestión de los riesgos de desastre debería incorporar acciones de respuesta que sean adecuadas para las condiciones sociales y económicas de la comunidad amenazada (Jacks et al., 2010).

La problemática de inundabilidad requiere de un abordaje integrado que reconozca que asentamiento y drenaje se influyen mutuamente, y debe comprender la totalidad del territorio que pueda afectar o ser afectado. Su gestión debe incluir e involucrar a los habitantes de la ciudad (expuestos o no) de manera de informarlos cabalmente del área que ocupan y de la vulnerabilidad de su territorio (Aradas, 2010).

El acceso a la información es un componente central para garantizar mecanismos de participación en los sistemas integrados de gestión de riesgo. Para ello la información debe cumplir con cuatro condiciones. Debe ser oportuna, es decir que debe estar disponible para los actores sociales con la anticipación necesaria para lograr su difusión, comprensión y discusión. Además, debe ser de calidad, tanto en su contenido riguroso como en su forma, que debe ser comprensible para quien la requiere. También debe ser accesible, en tanto quienes requieren la información deben tener posibilidad efectiva de acceder a ella. Y finalmente la información debe permitir la retro-alimentación, es decir entender que se trata de un proceso interactivo y de doble vía, para facilitar que el usuario sea a su vez generador de nueva información (Wilches Chaux, 2007).

El Plan de Ordenamiento Hidráulico consigna un conjunto integral de medidas estructurales, no estructurales y de gestión institucional, cuya conjunción es cada

vez más indispensable para el éxito de una gestión en materia hídrica. La periodicidad e intensificación de los fenómenos extremos que recurrentemente afectan los centros urbanos atravesados por sistemas de drenaje naturales, como la presión urbana creciente, acelera el proceso hacia un nuevo paradigma de gestión que debe poner un acento aún más fuerte en la implementación de medidas no estructurales y marco institucional (Aradas, 2010).

El desarrollo de obras de infraestructura es clave, máxime en áreas cuya situación actual se encuentra muy postergada por muchas décadas de falta de inversión en la materia; pero claramente no es suficiente ante las demandas de la sociedad en el contexto climático actual, y se hace necesaria la implementación de sistemas de alerta, campañas de educación, y todo lo concerniente a la gestión urbana, en su más amplio sentido. (Aradas et al., 2014).

Una de las respuestas más efectivas para reducir la vulnerabilidad humana al cambio ambiental es reforzar mecanismos de alerta temprana. Se pueden tomar muchas acciones para proteger la vida y propiedad si se reciben alertas en tiempo. Mientras que algunas amenazas son inherentemente impredecibles, muchas de éstas que ocurren como consecuencia de la degradación y manejo inadecuado del medio ambiente, y debido a actividades antrópicas pueden al presente ser anticipadas con algún grado de precisión. Las capacidades de alerta temprana se incrementan de manera constante, con avances tecnológicos en la observación del ambiente, su evaluación y comunicaciones.

Las componentes de un sistema de alerta temprana pueden clasificarse en:

- Monitoreo y alertas: detección, monitoreo y pronóstico de la amenaza
- Conocimiento del riesgo: se analizan los riesgos y la información se incorpora al mensaje de alerta
- Comunicación y difusión: la alerta se distribuye a las autoridades, gestores de riesgo y a la población
- Capacidad de respuesta: puesta en marcha de planes de emergencia en respuesta a la alerta para reducción de potenciales impactos

La coordinación y colaboración es fundamental para lograr reducir impactos en la población. La falla en uno de los componentes o la falta de coordinación entre ellos pueden conducir a una falla de todo el sistema.

El Servicio Meteorológico Nacional y el Servicio de Hidrografía Naval son los encargados de emitir las alertas de inundación por sudestadas y lluvias intensas. Para emitir la alerta, el personal de estas instituciones considera tanto las salidas de los modelos de pronóstico a corto plazo, i.e. 3 a 5 días, como la combinación de factores naturales que desencadenan este tipo de fenómeno. Sin embargo, para poder realizar una alerta correcta de inundación por sudestadas y/o lluvias intensas, es necesario comprender no solo cuáles fueron los factores naturales involucrados, sino también los aspectos geográficos y antropogénicos como, por ejemplo, el estado de saturación de la capa freática, basura en arroyos, obstrucción de alcantarillas pluviales, etc. Sin embargo, actualmente no existe una herramienta web que reúna toda la información acerca del tiempo y su pronóstico en un mismo sitio (Falco et al., 2014).

Así es que una de las medidas no estructurales de relevancia que permite la atenuación del riesgo, la atenuación de los daños socio económicos o el impacto socioeconómico, es contar con un sistema de alerta temprana, que sea eficiente y tecnológicamente potente.

El proyecto Anticipando la Crecida, es un ejemplo de las medidas que pueden tomarse para mitigar la problemática y trabajar de manera coordinada e interdisciplinaria. El objetivo general del proyecto es contribuir al desarrollo de un sistema de alerta basado en pronósticos ante eventos de inundaciones en el litoral del RdP, pero también busca construir un equipo interdisciplinario con profesionales de diferentes centros de investigaciones con capacidades para la interacción con diferentes sectores de la sociedad (Briche et al., 2014). En este marco se busca, mediante talleres participativos, poner al mismo nivel de diálogo conocimientos comunitarios locales sobre inundaciones, e información técnica específica sobre alertas y pronósticos. El objetivo a largo plazo es disponer de un sistema de información geográfica de múltiples fuentes online a través de la plataforma del Centro de Investigaciones del Mar y de la Atmósfera (CIMA), para consulta de los

actores de la sociedad civil que toman decisiones públicas y privadas. En el proyecto participan docentes, investigadores y estudiantes del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO-FCEN-UBA), del CIMA, del Programa de Investigaciones en Recursos Naturales y Ambiente del Instituto de Geografía (PIRNA de FFyL – UBA), del Instituto Nacional del Agua (INA), de la Facultad de Ingeniería (FIUBA), del Instituto Geográfico Nacional (IGN), del Programa MundoInnova del Instituto de Altos Estudios Sociales (IDAES-UNSAM). Además, colaboran investigadores y personal técnico del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), del Servicio de Hidrografía Naval (SHN) y del Institut de Recherche pour le Développement (IRD; Francia).

Desde 2020, el SMN cuenta con la incorporación del Sistema de Alerta Temprana que permite aumentar considerablemente la disponibilidad de información frente a distintas amenazas meteorológicas, mediante una comunicación adecuada y efectiva. Esta nueva herramienta permite a los usuarios visualizar las alertas vigentes sobre un mapa, que emplea una escala de colores indicando la severidad del evento pronosticado. El sistema incluye alertas por tormenta, lluvia, nevada, viento, zonda y temperaturas extremas; advertencias por niebla, polvo, humo y ceniza volcánica y avisos a corto plazo que informan a la población sobre la ocurrencia de ráfagas, granizo o lluvias intensas que son producidos por tormentas. Este sistema de alerta es utilizado diariamente como herramienta para la planificación de acciones, atención de emergencias y gestión del riesgo de desastres en los distintos niveles de gobierno y sectores de la sociedad (Servicio Meteorológico Nacional, 2022).

Por su parte, el Servicio de Hidrografía Naval a través del Centro de Prevención de Crecidas, en su portal publica las alertas por sudestadas, tormentas severas y otros factores contribuyentes a ocurrencias de inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires y Provincia de Buenos Aires (Servicio de Hidrografía Naval, 2022). Las cotas del RdP para la emisión de avisos y alertas se establecieron en coordinación entre la Dirección Nacional de Protección Civil, la Dirección General de Defensa Civil, el Servicio Meteorológico Nacional y el Servicio de Hidrografía Naval, en el año 2013 por última vez. Se definió al aviso como el mensaje que se origina cuando las

observaciones, tendencias y análisis de modelos numéricos hacen inferir la posibilidad de ocurrencia de un fenómeno extremo. En cambio, la alerta es el mensaje que se emite cuando se tiene la certeza de que ocurrirá o está ocurriendo un fenómeno extremo. Para aquellos eventos que resulten en crecidas extraordinarias se estableció la cota de aviso de crecida para la Ciudad de Buenos Aires en 2,10 m y la cota de alerta de crecida en 2,70 m, medidas en el puerto de Buenos Aires (acta facilitada por el SHN). Un ejemplo de aviso de alerta se muestra en la Figura 10.



Ministerio de Defensa  
 Servicio de Hidrografía Naval  
 Av. Montes de Oca 2124  
 (C1270ABV) Ciudad Autónoma de Buenos Aires  
 República Argentina  
 Tel. 4301-2918, 4301-0061/7 INTs. 4046 / 4028  
 Email: pronomarea@hidro.gov.ar



**ALERTA POR CRECIDA N° 1  
 RIO DE LA PLATA, CABA, ZONA COSTERA NORTE Y SUR DEL CONURBANO BONAERENSE**

04 DE ENERO DE 2022, 15:30 HS

EL CENTRO DE PREVENCION DE CRECIDAS DEL SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL DEPENDIENTE DEL MINISTERIO DE DEFENSA, INFORMA QUE EL RIO DE LA PLATA INTERIOR OBSERVARA UNA TENDENCIA ASCENDENTE DURANTE LA MAÑANA DEL DÍA 05/01, SITUANDOSE EN UN METRO CINCUENTA CENTIMETROS SOBRE LOS VALORES INDICADOS EN LAS TABLAS DE MAREAS.-

Se estiman las siguientes alturas:

Puerto	Fecha Hora	Altura
PUERTO LA PLATA	04/01/2022 20:00	2.30
	05/01/2022 06:00	2.70
PUERTO DE BUENOS AIRES	04/01/2022 22:00	2.20
	05/01/2022 08:00	2.60
PUERTO SAN FERNANDO	04/01/2022 23:00	2.30
	05/01/2022 09:00	2.70
ISLA MARTIN GARCIA	05/01/2022 00:00	2.00
	05/01/2022 10:00	2.10

*Figura 10- Aviso de alerta por crecida emitido por el Servicio de Hidrografía Naval del día 4/1/2022. Cortesía Servicio de Hidrografía Naval, Pronóstico Mareológico.*

En lo que respecta a la dimensión de la vulnerabilidad institucional desde un enfoque de gestión integrada del riesgo (definida en la sección 2.6), queda claro

que la construcción de sistemas de información y alerta temprana es imprescindible porque permite definir prioridades en la implementación de medidas estructurales. En ese sentido son importantes las líneas de base y seguimiento de los datos, que no siempre son producidos ni cuentan con libre acceso (Merlinsky y Tobías, 2015), y como ejemplo, para este trabajo, el Gobierno de la Ciudad informó que no contaban con estadísticas de anegamientos e inundaciones sufridos en la Ciudad.

## **2.9 Participación ciudadana**

Un rol clave, aunque muchas veces desoído o considerado poco relevante, es el de los ciudadanos damnificados por las consecuencias de las tormentas. En ese sentido Merlinsky y Tobías (2016) relatan que, según los testimonios de los vecinos de la Ciudad de Buenos Aires consultados, es importante que las políticas de prevención de inundaciones se acompañen de mecanismos efectivos de participación ciudadana en el diseño y la implementación de las políticas contra las inundaciones. Aunque los planes de obras deben contar con audiencias públicas para permitir la participación de los vecinos, la realidad es que la participación se ve dificultada por horarios poco convenientes y la lejanía de las locaciones seleccionadas. Además, uno de los problemas principales es la tensión que existe entre los ciudadanos independientes afectados y aquellos que pertenecen a una filiación política. Los vecinos destacan la necesidad de implementar medidas no estructurales para acompañar las obras, como la creación de un Plan de Contingencia y un Sistema de Alerta Temprana que permita a los residentes saber qué hacer en caso de inundación. También piden una mayor integración de los ciudadanos en la gestión de riesgos, ya que son quienes conocen mejor el territorio. Por lo tanto, reclaman espacios formales de diálogo entre las autoridades gubernamentales responsables del manejo de las inundaciones y los residentes para discutir los planes de obras y la gestión de desastres.

Según Merlinsky y Tobías (2016, p.61), al evaluar la gestión de riesgos, es importante reconocer que incluso las personas sin conocimientos especializados

pueden aportar información valiosa. Cuestionar los procesos cerrados de toma de decisiones permite la reflexión colectiva y ayuda a pensar en la efectividad a largo plazo de las intervenciones públicas. Esto implica valorar y considerar la perspectiva de aquellos que no son expertos en el campo.

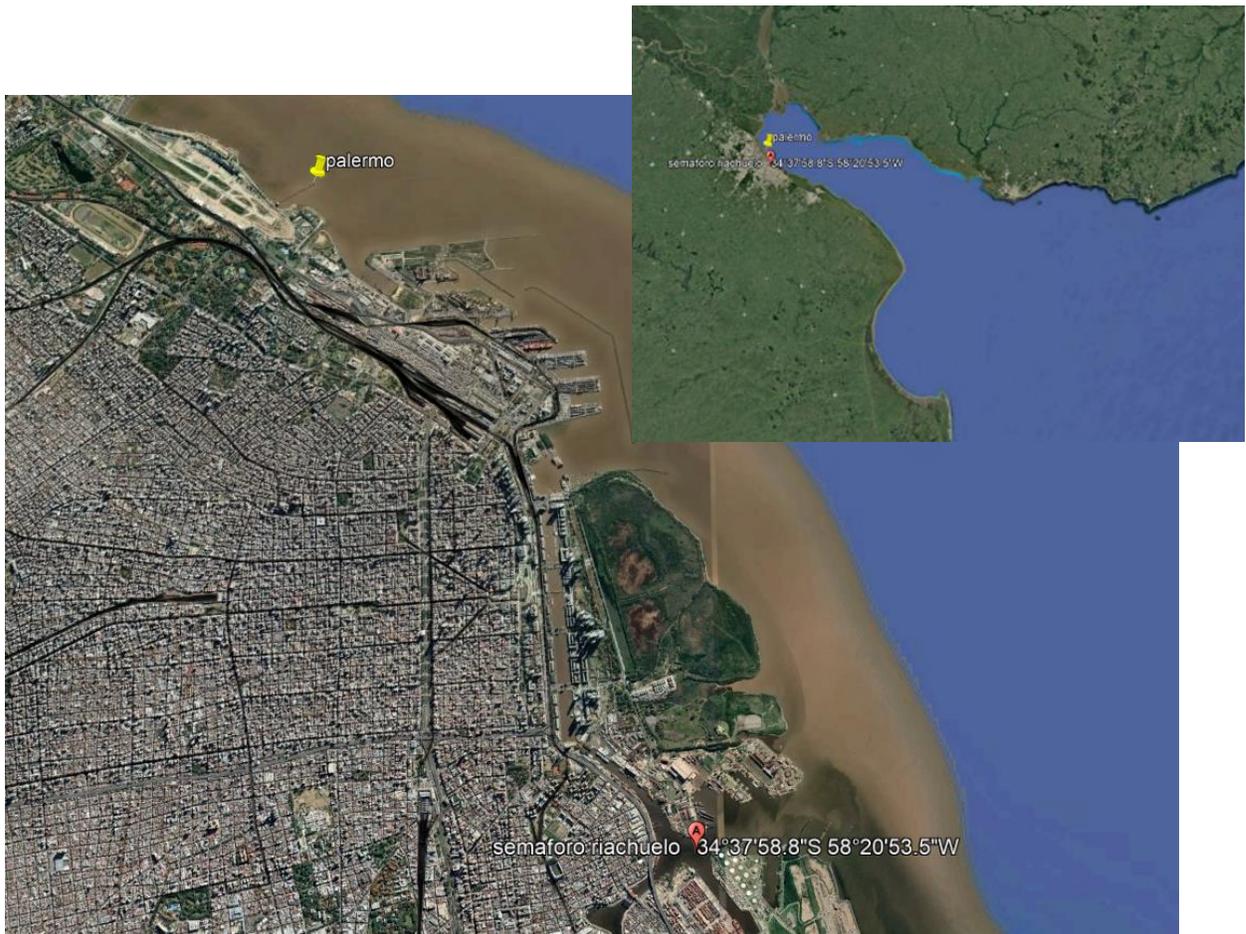
### **3. Datos utilizados para el análisis de las ODT**

Los datos de base utilizados en este trabajo para realizar los análisis de ODT corresponden a las alturas horarias del RdP en el período comprendido entre 1905 y 2021. Las observaciones de las alturas fueron realizadas con un mareógrafo operado por el Ministerio de Obras Públicas en la desembocadura del Riachuelo (Semáforo del Riachuelo) entre 1905 y 1959, y por el Servicio de Hidrografía Naval en el barrio de Palermo (Club de Pescadores, estación Palermo), 9 km al norte del Riachuelo, entre 1957 y 2021, con tres años de superposición (1957-1959). En la Figura 11 se presenta la localización de ambas estaciones mareográficas. La costa entre ambas estaciones no presenta diferencias morfológicas y la marea observada en ambas estaciones presenta características similares por lo que resultan comparables (D'Onofrio et al., 2008). Los niveles de ambos mareógrafos están referenciados al cero o datum del Riachuelo, que pasa a 0,531 m por debajo del cero del Instituto Geográfico Nacional. El cero del Riachuelo fue establecido prácticamente en coincidencia con el nivel de las bajamares astronómicas más bajas (Dirección Nacional de Control de Puertos y Vías Navegables, 2022). La serie final de alturas, entre 1905 y 2021 comprende 117 años, con un intervalo de datos faltantes entre los años 1963 y 1964.

Existen varios tipos de estaciones mareográficas, de acuerdo con el instrumental instalado. Uno de los métodos más utilizados emplea un tubo que debe instalarse verticalmente en el agua. Su longitud debe ser lo suficientemente grande para cubrir adecuadamente las alturas extremas de marea creciente y bajante. El fondo del

tubo tiene una entrada de agua reducida con el fin de filtrar los efectos del oleaje, actuando como un filtro pasabajos (Noye, 1974a, b). Dentro de este tubo se emplazan los sensores que registran la marea. Los primeros mareógrafos fueron analógicos utilizando un flotador dentro del tubo (Figura 12). Los movimientos del flotador dentro del tubo, accionan una polea que a su vez hacía mover a la pluma sobre la faja de papel, siguiendo una generatriz del cilindro principal. La sumatoria de los movimientos de la faja y la pluma generan la curva de mareas (mareógrafos analógicos). El objetivo del contrapeso del flotador es compensar la laxitud del cable del flotador cuando sube la marea. Los mareógrafos a flotador modernos son digitales, por lo que los movimientos de la polea del flotador son convertidos en una señal eléctrica que permite obtener la altura de marea. Estas alturas observadas se almacenan en la memoria sólida de un dispositivo conocido como "datalogger" que además puede aceptar las entradas de señales de otros sensores. Estos mareógrafos también pueden ser interrogados por radio, teléfono o vía satelital, con el fin de obtener alturas en tiempo real desde un lugar distante de la estación mareográfica.

En el Semáforo del Riachuelo y en los primeros años de la estación Palermo se utilizaron mareógrafos analógicos a flotador. Posteriormente en la estación Palermo se instalaron dos sensores de flotador digital, uno marca Telemark y otra marca Tecmes. La presencia de dos equipos de medición asegura contar con series temporales continuas de datos y permite la detección de posibles errores instrumentales en la medición. La estación consta de una casilla dentro de la cual se encuentra un pozo (equivalente al tubo del flotador) que conecta con el río, a través de un sistema de filtrado, que evita registrar el oleaje. Sobre el pozo se sitúa el sistema de medida (Figura 13).



*Figura 11.- Localización de las estaciones mareográficas Palermo y Semáforo del Riachuelo. Google Earth, (2022).*

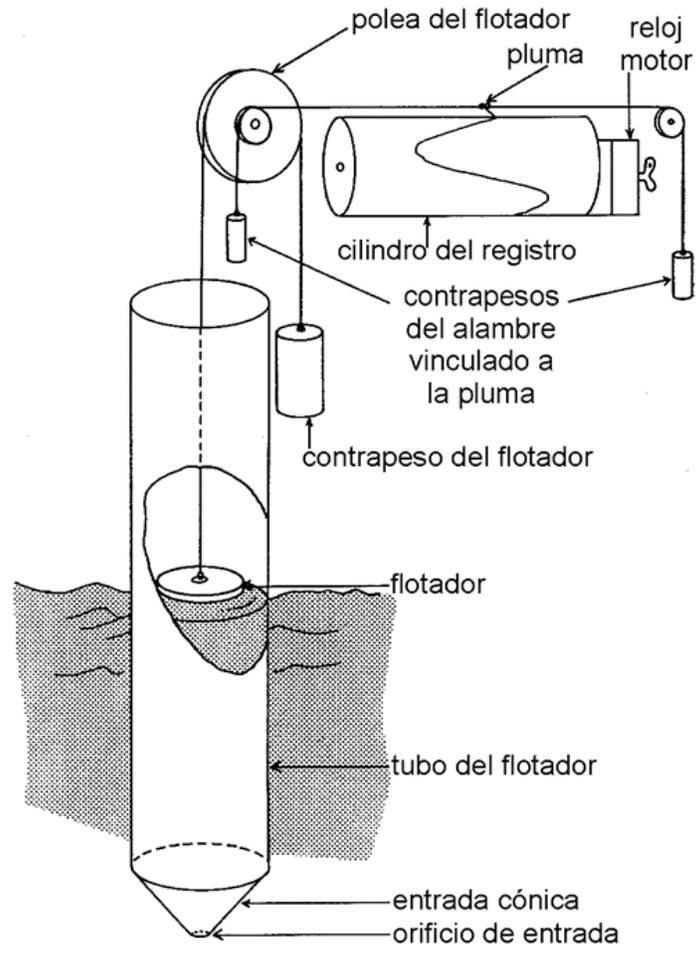
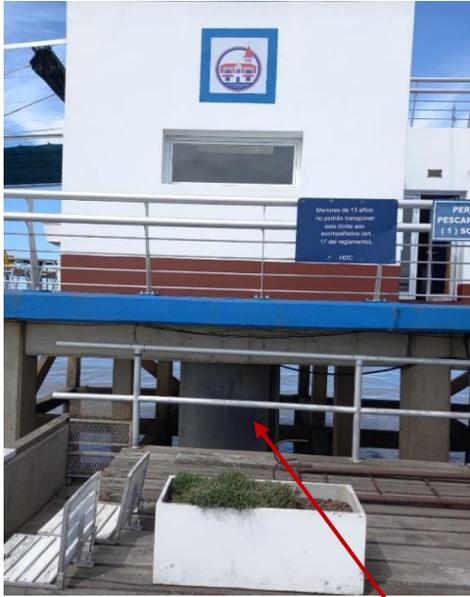


Figura 12- Esquema básico de un mareógrafo a flotador. Adaptado de UNESCO, (2006).



*Figura 13- Casilla sobre el Muelle de Pescadores de la estación mareográfica Palermo (arriba izquierda) donde también se observa el pozo de la estación, sensores digitales Tecmes y Telemark (arriba derecha) emplazados dentro de la casilla y pozo de la estación (abajo), Una flecha roja vincula la vista externa y el interior del pozo de la estación. Cortesía Servicio de Hidrografía Naval, Departamento de Campañas.*

Así es que si bien la serie de observaciones utilizada en este trabajo fue tomada con distinto tipo de instrumental (mareógrafos analógicos y digitales a flotador) y que, si bien uno es continuo y el otro es discreto, en ambos casos se fija una precisión de  $\pm 0.01$  m como error de la altura observada.

## **4. Metodología**

En esta sección se describe la metodología utilizada para calcular los eventos de ODT positivas a partir de las alturas observadas en las dos estaciones mareográficas mencionadas, entre 1905 y 2021. Como ya se ha explicado, la serie temporal de alturas observadas en cualquier estación mareográfica está formada fundamentalmente por tres componentes: nivel medio, marea astronómica y ODT. Un método para calcular la ODT es restar a las alturas observadas la marea astronómica, por lo que se explicará brevemente cómo se calcula la marea astronómica. Luego, una vez efectuada la diferencia entre la altura observada y la marea astronómica (residuos) se explicará cuáles de los residuos obtenidos configuran eventos de ODT. Finalmente se explicará la metodología utilizada para realizar el análisis exploratorio y cálculo de recurrencia de eventos extremos.

### **4.1 Nivel medio del río y tendencia lineal**

Para obtener el nivel medio del río y su tendencia lineal, se divide la serie de observaciones en dos subconjuntos de datos. El primer subconjunto corresponde a las observaciones entre 1905 y 1962 (P1), y el segundo a las incluidas en el período 1965-2021 (P2). Esta distinción se realiza ya que se ha visto que, a partir de 1960, el aumento del nivel medio del río se ha acelerado (e.g de Azkue y Fiore, 2021), probablemente, y al igual que en resto del océano global, por las consecuencias del aumento en las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero y su

correlato en la dilatación térmica del agua y el derretimiento de los hielos continentales, cuyos efectos sobre los océanos han sido descritos en la sección 2.4. Se puede observar en la curva de emisión de gases de efecto invernadero hacia la atmósfera (Figura 14) el quiebre en la pendiente de la curva, alrededor del año 1960.

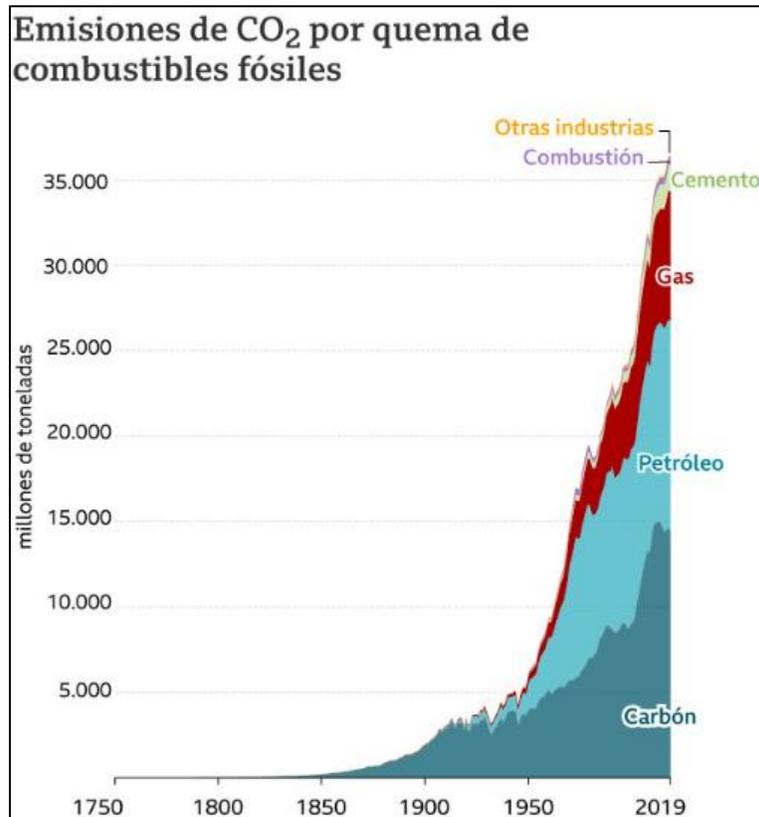


Figura 14- Curva de emisiones de gases de efecto invernadero a la atmósfera.

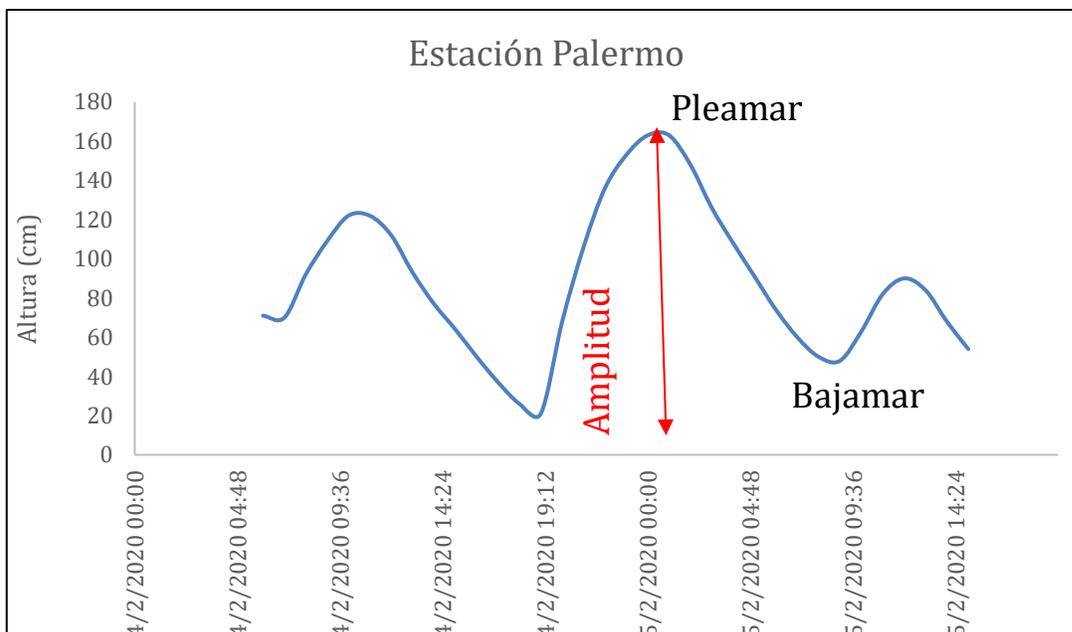
Fuente: Global Carbon Project BBC (<https://www.bbc.com/mundo/noticias-59013521>)

Para las dos series de alturas se calculan los niveles medios anuales, para lo cual se realiza la media aritmética de todas las observaciones correspondientes a cada año, y a esas series de niveles medios se les aplica el filtro de Savitzky-Golay. Es muy usual cuando se desea calcular la tendencia lineal de una serie temporal, suavizar sus fluctuaciones, ciclos o estacionalidad. Uno de los métodos tradicionales más sencillos para suavizar las series es el de las medias móviles. En una media móvil se reemplaza a cada dato por la media aritmética de los n datos anteriores. Pero este método presenta varios inconvenientes importantes. Si el valor

de  $n$  es muy grande la media móvil puede verse desproporcionadamente afectada por las observaciones antiguas y el resultado será mucho más suave que la serie original. Por el contrario, si se selecciona valor de  $n$  bajo, será mayor la influencia de los datos recientes y el resultado será mucho menos suave. Además, el método de la media móvil es más útil cuando la serie no tiene una tendencia pronunciada ni fluctuaciones estacionales. Debido a estos inconvenientes Kordestani y Zhang (2020) sugieren utilizar el filtro de Savitzky-Golay (Savitzky y Golay, 1964). Este filtro consiste en implementar un polinomio de orden superior a un número de puntos consecutivos. Estos últimos autores estaban interesados en suavizar datos ruidosos obtenidos de analizadores de espectro químico, y demostraron que el suavizado por mínimos cuadrados reduce el ruido manteniendo la forma y la altura de los picos de la forma de onda (en su caso, picos espectrales de forma gaussiana). En el caso de las medias móviles, se realiza un ajuste por mínimos cuadrados a un polinomio de orden cero (línea recta horizontal), mientras que un filtro de Savitzky-Golay realiza un ajuste por mínimos cuadrados a un polinomio de orden superior. Cuanto mayor sea el orden del polinomio, más amplia será la ventana de suavizado (cantidad de datos utilizados en el ajuste). El orden del polinomio depende de las formas características de la serie temporal que se quieren respetar en los datos filtrados. La longitud de los datos que componen la ventana dependerá de cuál es la frecuencia mínima de la serie que se quiere conservar. Una descripción muy detallada del filtro de Savitzky-Golay fue realizada por Luo et al. (2005) y aplicaciones a la oceanografía e hidrografía se encuentran en Sotiris y Kontonis (2012) y Alsaq et al. (2016). En este trabajo se decide calcular las tendencias de las marchas anuales del nivel medio y de las variables mencionadas en la sección 4.3, ajustando por mínimos cuadrados una recta, a los datos filtrados. Para ello, luego de varios ensayos, se decide utilizar un filtro de Savitzky-Golay calculado con un polinomio de orden 3 y una ventana de 31 datos anuales.

## 4.2 Marea astronómica y series de residuos

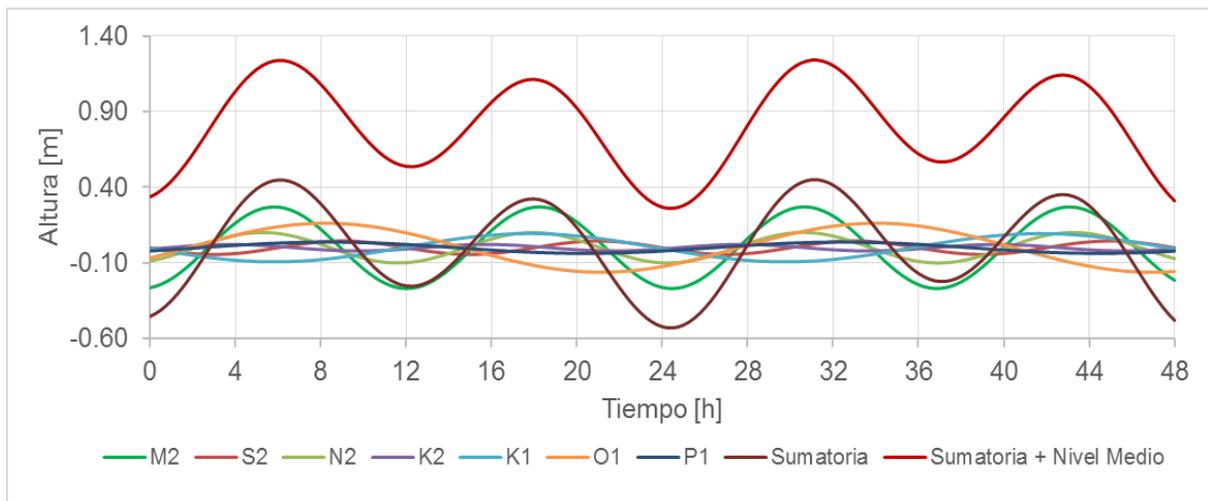
En la Figura 15 se muestra la marea observada en la estación Palermo correspondiente a los días 14 y 15 de febrero de 2020. Se define como pleamar al nivel máximo alcanzado por una marea creciente. Se conoce como bajamar al nivel mínimo alcanzado por una marea bajante. La diferencia de altura entre una pleamar y la bajamar que le sigue se denota como amplitud de la marea.



*Figura 15- Registro mareográfico de la estación Palermo correspondiente a los días 14 y 15 de febrero de 2020 confeccionado con los datos horarios provistos por el Servicio de Hidrografía Naval.*

La marea astronómica puede calcularse como una sumatoria de ondas cuyas frecuencias son conocidas porque están vinculadas a los movimientos cíclicos del sistema Tierra – Luna – Sol. Las amplitudes y fases de dichas ondas se pueden calcular aplicando un proceso matemático que se conoce como análisis armónico. Cada onda de la mencionada sumatoria puede pensarse que ha sido generada por

la fuerza de atracción gravitatoria de un astro ficticio. Luego, el efecto del conjunto de esos astros ficticios equivaldría al efecto gravitatorio de la Luna y el Sol sobre el agua de los océanos. Por ejemplo, la onda componente semidiurna lunar principal (que se denota como  $M_2$ ), equivale a un astro ficticio que produce el efecto de la Luna moviéndose sobre una órbita circular sobre el ecuador celeste (esfera celeste) a velocidad uniforme. Para ejemplificar el cálculo de la marea astronómica se muestra en la Figura 16 la sumatoria de 7 ondas componentes (pueden utilizarse más de 100 ondas). En la Figura 16 se han representado cuatro ondas semidiurnas (períodos próximos a las 12 horas) denotadas como:  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  y  $K_2$ , y tres ondas diurnas (períodos próximos a las 24 horas) denotadas como:  $K_1$ ,  $O_1$  y  $P_1$ . Pero no todas las ondas componentes de la marea tienen su origen únicamente en los ciclos luni-solares sino también obedecen a la topografía y profundidad del fondo marino. En zonas de aguas someras el avance de la onda de marea se ve alterado por la fricción del fondo y otros procesos físicos que dependen del cuadrado u otras potencias más altas de la amplitud de la marea (Pugh, 1987). Así aparecen nuevas componentes de frecuencias que resultan ser una combinación lineal de las componentes que responden exclusivamente de la atracción gravitatoria luni-solar.



*Figura 16. Muestra el cálculo de la marea astronómica como la sumatoria de 4 ondas semidiurnas ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  y  $K_2$ ) y 3 diurnas ( $K_1$ ,  $O_1$  y  $P_1$ ). A esta sumatoria se le agrega el nivel medio para obtener la altura de la marea astronómica.*

*Elaboración propia.*

Resumiendo, las frecuencias de las ondas que componen la marea astronómica son conocidas porque están vinculadas a los movimientos cíclicos del sistema Tierra – Luna – Sol, y sus amplitudes y fases se pueden calcular aplicando un proceso matemático que se conoce como análisis armónico.

El método más difundido para realizar análisis armónico de marea de series largas de observaciones del nivel del agua es el de Cuadrados Mínimos (Pugh et al., 2014). Este método es utilizado en este trabajo y responde a la siguiente ecuación:

$$h(t) = Z_0 + \Delta Z \cdot t + \sum_{j=1}^n H_j f_j \cos \cos ((V + u)_j - g_j) \quad \text{Ecuación (1)}$$

donde el subíndice j se refiere a cada componente de marea, t corresponde al tiempo de cada observación, h es la altura observada,  $Z_0$  es el nivel medio del río,  $\Delta Z$  es la variación del nivel medio, H es la amplitud de las componentes, f es el factor nodal, (v+u) es el argumento de equilibrio y g corresponde a la época modificada.

Esta metodología, tiene en cuenta las posibles variaciones lineales del nivel medio del mar agregando la recta:  $Z_0 + \Delta Z \cdot t$  y además se obtienen directamente las constantes armónicas (D’Onofrio et al., 2016).

Los argumentos de equilibrio y los factores nodales se calculan considerando las nuevas escalas de tiempo presentadas por Cartwright (1985), utilizando un programa en Python desarrollado por D’Onofrio et al. (2021). El cálculo de errores de las componentes incluidas en los análisis armónicos se realiza a partir de la matriz varianza-covarianza, que surge de la metodología empleada en los análisis armónicos.

Previamente a realizar los análisis armónicos se deben elegir las componentes a incluir para lograr una predicción precisa de la marea astronómica. Para ello se utiliza el criterio de Rayleigh (Pugh, 1987, Schureman 1988). Este criterio dice que dada una serie de observaciones de longitud temporal  $H_0$  horas, dos componentes de frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  pueden ser separadas si satisfacen la siguiente relación:

$$H_0 |f_2 - f_1| > 1 \quad \text{Ecuación (2)}$$

Las componentes se eligen de un listado de 146 ondas presentado por D’Onofrio et al. (2022), resultando un total de 134 ondas, cuyos nombres y velocidades están

indicados en el Anexo 1. Esta cantidad de ondas permite considerar un amplio rango de frecuencias.

Si bien las constantes armónicas se denominan así porque su valor no se modifica con el tiempo, es sabido que, factores como el cambio del nivel medio del mar, cambios en la descarga de ríos o cambios termohalinos pueden alterar el valor de dichas constantes (e.g Santamaria-Aguilar et al., 2017, Luz Clara et al., 2014). Para considerar estos posibles cambios se realizan los análisis armónicos a las observaciones, dividiéndolas en 5 períodos de 19 años (1905-1923, 1924-1942, 1965-1983, 1984-2002, 2003-2021) y 1 de 20 años (1943-1962). Es decir que se obtienen 6 sets de constantes armónicas.

El mismo programa que realiza los análisis armónicos hace el cálculo de la predicción de la marea astronómica de dos maneras diferentes: una considerando además de todas las constantes armónicas calculadas en los períodos de 19/20 años, la variación lineal del nivel medio del río y la otra sin considerar dicha tendencia. Tanto el valor del nivel medio, como su tendencia lineal, fueron calculados previamente para dos períodos: uno entre 1905 y 1962 (P1), y el otro entre 1965 y 2021 (P2), como se detalló en la sección anterior.

A partir de estas 4 series de predicciones se obtienen las series de los residuos para calcular los eventos de ODT positivas, sustrayendo a las observaciones las series de predicciones en cada caso. Las 4 series de residuos que resultan son:

$$\begin{aligned} \text{Residuos}_1 &= \text{observaciones (1905 – 1962)} \\ &\quad - \text{marea astronómica (ctes. armónicas de 19 años)} \\ &\quad - \text{nivel medio período pre industrial – tendencia lineal período P1} \end{aligned}$$

Ecuación (3)

$$\begin{aligned} \text{Residuos}_2 &= \text{observaciones (1905 – 1962)} \\ &\quad - \text{marea astronómica (ctes. armónicas de 19 años)} \\ &\quad - \text{nivel medio período P1} \end{aligned}$$

Ecuación (4)

$$\begin{aligned} \text{Residuos}_3 &= \text{observaciones (1965 – 2021)} \\ &\quad - \text{marea astronómica (ctes. armónicas de 19 años)} \\ &\quad - \text{nivel medio período industrial – tendencia lineal período P2} \end{aligned}$$

Ecuación (5)

$$\begin{aligned} \text{Residuos}_4 &= \text{observaciones (1965 – 2021)} \\ &\quad - \text{marea astronómica (ctes. armónicas de 19 años)} \\ &\quad - \text{nivel medio período P2} \end{aligned}$$

Ecuación (6)

Así pues, a las series Residuos<sub>1</sub> (R1) y Residuos<sub>3</sub> (R3) se les remueve la tendencia del nivel medio, mientras que las otras dos series, Residuos<sub>2</sub> (R2) y Residuos<sub>4</sub> (R4) la mantienen. La idea es comparar los estadísticos de las ODT y ver si cambian significativamente los resultados al considerar o no la tendencia lineal del nivel medio. Por ejemplo, una tendencia positiva en el nivel medio podría conducir a contar mayor cantidad de eventos y una duración más larga de los mismos sobre el final del registro de las observaciones, ya que el fenómeno se monta sobre el valor del nivel medio. En ese caso, no serían forzantes atmosféricos los que generarían que las ODT aparezcan con mayor frecuencia, sino que habría cambiado la manera de contabilizarlas al modificarse el valor de nivel medio. Como menciona Flather et al. (2001), un aumento de la profundidad del agua afectará a la generación, propagación y disipación de las ondas de tormenta. Por otro lado, las series sin tendencia podrían dar nota de posibles cambios en los procesos atmosféricos de gran escala, ya que se independizan de la subida del nivel medio debida a los efectos del cambio climático. En este sentido, por ejemplo, Escobar et al. (2003) sugieren que se ha producido un ligero desplazamiento hacia el sur de la frontera occidental del sistema semipermanente de alta presión del Atlántico Sur. Según los autores, esto parecería haber aumentado la frecuencia de los vientos del este sobre el Río de la Plata, incrementando así el número de sudestadas.

### **4.3 Determinación de eventos y análisis exploratorio de ODT positivas**

Para obtener las alturas correspondientes a los eventos de ODT positivas se parte de las series de residuos calculadas de la manera indicada en el apartado anterior. No todos los residuos obtenidos corresponden a eventos de ODT positivas. Los eventos de ODT positivas deben satisfacer los siguientes criterios: i) nunca deben caer por debajo de 0,30 m, ii) el mayor residuo del evento debe ser mayor o igual a 1,60 m., y iii) los eventos deben durar al menos 6 horas. El valor de 0,30 m fijado como umbral para los eventos de ODT positivas se adoptó porque, en condiciones de calma meteorológica, puede existir una diferencia entre las alturas observadas y la marea astronómica del orden de  $\pm 0,10$  m. Así, para garantizar que los residuos elegidos corresponden a eventos de ODT positivas, el valor del umbral adoptado es de tres veces la diferencia mencionada. Con respecto al valor de 1,60 m se adoptó ya que, cuando se combina con una altura de marea cercana al nivel medio del agua (aproximadamente 0,79 m por encima del cero del Riachuelo) durante una marea semidiurna creciente, conduce a niveles que pueden aproximarse a los de alerta de la Ciudad de Buenos Aires y sus alrededores (D'Onofrio et al., 2008). Y también para asegurar que realmente es un evento de ODT positiva y no alturas anómalas (outliers) se elige una duración mínima de al menos 6 horas. Una vez determinados los eventos, se calculan las tendencias anuales de las series temporales de acuerdo a lo descrito en la sección 4.1, para el período P1 y P2, de las siguientes variables: cantidad de eventos, duración máxima y duración media, altura observada máxima y altura máxima observada media, altura ODT máxima y altura ODT media, permanencia máxima y permanencia media. La permanencia se refiere al tiempo que la marea observada se mantuvo por encima de un umbral, en este caso se elige 1,80 m, próximo a las alturas de alerta en la Ciudad de Buenos Aires. En cambio, la duración contempla desde que comienza el evento (el residuo supera 0,30 m) hasta que finaliza el evento que es cuando el residuo cae por debajo de 0,30 m). Dichos cálculos se realizan con las series de residuos R2 y R4 (que contienen la tendencia del nivel medio del río) y con las series de residuos R1 y R3 a las que se les removió la mencionada tendencia.

También se analiza la dispersión o variabilidad de los datos de las series mediante el cálculo del desvío estándar. Como las variables estudiadas no presentan una distribución normal no se realiza el test de varianza.

Por otro lado, se analizan esas mismas variables de manera decenal y estacional para ambos períodos.

Finalmente se realiza un análisis estadístico mediante la confección de histogramas, histogramas bivariados y el cálculo de algunas correlaciones entre variables para el estudio de los eventos extremos.

## **4.4 Recurrencia de alturas extremas**

La teoría de recurrencia se enfoca en la identificación y modelado de patrones repetitivos en los datos, especialmente con relación a los eventos extremos. Por su parte, la teoría de los valores extremos es un método estadístico para cuantificar la probabilidad o el periodo de retorno de los grandes acontecimientos. Por lo tanto resulta útil en aplicaciones como la gestión de riesgos, la toma de decisiones y la planificación estratégica. La aplicación de dichos métodos estadísticos a las series de alturas máximas observadas durante eventos de ODT positivos se utiliza para calcular la recurrencia de los niveles extremos del agua. Los dos enfoques principales para el análisis de valores extremos son Bloque-Máxima (BM), que utiliza la distribución de Valores Extremos Generalizados (GEV en inglés), y Picos Sobre un Umbral (POT, en inglés), que utiliza la distribución Generaliza Pareto (GPD, en inglés). En el primero, los datos se dividen en periodos del mismo tamaño (bloques) que no se solapan y de cada uno se elige el valor máximo (altura máxima observada en nuestro caso). En el segundo, se seleccionan todos los valores que superan un umbral específico, durante un período que no se solapa. Muchos estudios han discutido las ventajas y desventajas de estas metodologías (Goring et al. 2011, Mkhandi et al. 2005, Pan y Rahman 2021). Cuando se dispone de suficientes registros del nivel del mar (más de 20-30 años), y para recurrencias mayores o iguales que 5 años, estos dos modelos ofrecen resultados similares o

comparables. Para este trabajo se decide utilizar el modelo BM-GEV ya que, se disponen de 117 años de alturas máximas anuales, es el más tradicional y no ofrece las dificultades del método GPD para encontrar un umbral de excedencia óptimo. Es importante aclarar que, si bien no hay alturas horarias para 1963 y 1964 se conservan los máximos mensuales y por lo tanto se puede obtener una serie ininterrumpida del período completo entre 1905 y 2021.

La distribución GEV introducida por Jenkinson (1955) presenta la siguiente función de distribución acumulada:

$$F(x) = \exp\left(-\left[1 + \gamma\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\gamma}}\right) \quad \text{Ecuación (7)}$$

donde  $\mu, \sigma > 0$  y  $\gamma$  son el parámetro de locación, escala y forma, respectivamente.

Según el signo de  $\gamma$  se definen tres tipos de distribución:

- GEV tipo I (Gumbel)  $\gamma = 0$ ,

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{(x-\mu)}{\sigma}\right)\right) \quad \text{Ecuación (8)}$$

donde  $-\infty < x < +\infty$ .

- GEV tipo II (Frechet)  $\gamma > 0$

$$F(x) = \exp\left(-\left[1 + \gamma\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\gamma}}\right) \quad \text{Ecuación (9)}$$

donde  $\mu - \frac{\sigma}{\gamma} < x < \infty$ .

- GEV tipo III (Weibul)  $\gamma < 0$

$$F(x) = \exp\left(-\left[1 + \gamma\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\gamma}}\right) \quad \text{Ecuación (10)}$$

donde  $-\infty < x < \mu - \frac{\sigma}{\gamma}$ .

En nuestro caso  $F(x)$  representa la probabilidad de que la altura observada del nivel del mar sea igual o menor que  $x$ . La razón de esta clasificación de tres tipos de distribución es que el dominio de cada distribución cambia según el signo de  $\gamma$ , y está relacionado con el decaimiento de la cola derecha de la función  $F(x)$ . Como se observa en la Figura 17, cuanto más positivo es  $\gamma$ , más lento será el decaimiento de la misma (Cornistein et al., 2013).

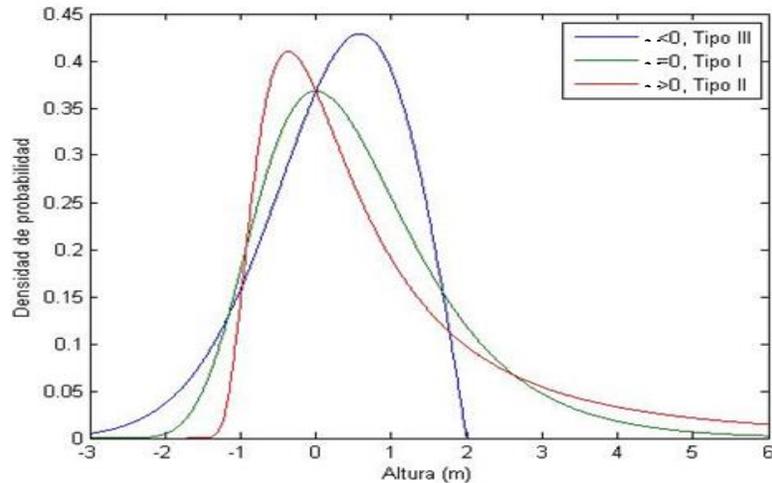


Figura 17- Función de densidad de probabilidad GEV según el signo del parámetro de forma. Cornistein et al. (2013).

Para ajustar una serie de alturas máximas anuales con la distribución GEV se deben cumplir los siguientes requisitos (Cornistein et al., 2013):

- i. El conjunto de observaciones máximas sigue una misma distribución. En el caso de la marea, debido a que el nivel puede variar según la estación del año, se deberá estar seguro de tener una muestra representativa de todas las variaciones estacionales dentro del bloque considerado. Esto ocurre al considerar bloques anuales.
- ii. Independencia de las observaciones. La magnitud de cada suceso no tiene correlación con los sucesos anteriores. Al considerar máximas anuales, en el caso de la marea, este supuesto es válido pues asegura el espaciado temporal de los eventos muestreados, ya que no puede haber una onda de tormenta con dicha duración. Sin embargo, se deberá controlar que dos

máximos anuales consecutivos, uno en diciembre y el otro en enero del año posterior, no correspondan al mismo evento de onda de tormenta.

- iii. Estacionalidad: el proceso extremo no varía en el tiempo. Para satisfacer el supuesto de estacionalidad, se extrae la tendencia lineal a la serie de máximos anuales siguiendo la metodología de Graff (1981). En esta Tesis la tendencia se elimina de forma que el "suceso correspondiente a 2021" tenga todos los efectos acumulativos, analizando así los sucesos restantes como si fueran verdaderamente aleatorios. De esta manera los resultados de la recurrencia se corresponden con el nivel medio del mar de 2021.

A continuación, se expone la metodología para el cálculo del período de retorno. Dado un nivel extremo  $x$ , el periodo de retorno  $T(x)$  correspondiente a dicha magnitud puede definirse como el promedio de tiempo que ha de transcurrir entre dos repeticiones extremas del mismo (Beguiría Portugués, 2002). Existe una estrecha relación entre la función de distribución  $F(x)$  y el período de retorno  $T(x)$  de un determinado evento, como muestra la siguiente igualdad:

$$T(x) = \frac{1}{1-F(x)} \quad \text{Ecuación (11)}$$

La interpretación de la ecuación anterior puede verse de la siguiente forma: si se entiende a la  $F(x)$  como la probabilidad de no exceder el valor  $x$ , entonces  $1 - F(x)$  es la probabilidad de superar dicho valor (probabilidad de excedencia).

Dado que la probabilidad de excedencia puede ser representada por el cociente entre número de máximos anuales que superan un nivel dado y la cantidad de total de años considerada:

$$1 - F(x) = \frac{\text{número de máximos anuales que superan el nivel}}{\text{cantidad total de años}} \quad \text{Ecuación (12)}$$

Reemplazando la Ecuación 12 en la Ecuación 11 se tiene que el período de retorno  $T(x)$  (empírico) es:

$$T(x) \approx \frac{\text{cantidad total de años}}{\text{número de máximos anuales que superan el nivel}} \quad \text{Ecuación (13)}$$

Por ejemplo, si la probabilidad de excedencia de un nivel es de 1%, entonces en promedio han de pasar 100 años entre dos ocurrencias consecutivas superiores a dicha altura.

En el caso de series anuales, a un período de  $T$  años le corresponde una probabilidad de excedencia de  $\frac{1}{T}$ . Por lo tanto, el nivel correspondiente  $x_T$  será aquel que tenga una probabilidad  $F(x)$  acumulada de  $1 - \frac{1}{T}$ . Para el caso GEV,  $x_T$  será la solución de las siguientes ecuaciones:

$$1 - \frac{1}{T} = \exp\left(-\left[1 + \gamma\left(\frac{x_T - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\gamma}}\right) \text{ si } \gamma \neq 0 \quad \text{Ecuación (14)}$$

$$1 - \frac{1}{T} = \exp\left(-\exp\left(-\frac{(x_T - \mu)}{\sigma}\right)\right) \text{ si } \gamma = 0 \quad \text{Ecuación (15)}$$

despejando se obtiene

$$x_T = \left\{ \mu - \frac{\sigma}{\gamma} \left[ 1 - \left\{ -\log \log \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right\}^{-\gamma} \right] \text{ si } \gamma \neq 0 \quad \mu - \sigma \log \log \left\{ -\log \log \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right\} \text{ si } \gamma = 0 \right. \quad \text{Ecuación (16)}$$

Para completar la metodología del cálculo de extremos se explica la estimación de los parámetros y cálculo de intervalos de confianza para el método GEV.

La estimación de los parámetros de la distribución se puede realizar mediante diversos métodos, por ejemplo el Método de los Momentos, Método de los Momentos Pesados, Método de Máxima Verosimilitud y Cuadrados Mínimos (Cornistein et al., 2013). Las principales ventajas de estimar los parámetros mediante el método de máxima verosimilitud son las propiedades asintóticas de los estimadores, en este caso, a las distribuciones normales a las que convergen los mismos a medida que se incrementa el tamaño de la muestra. Mediante el cálculo de la inversa de la Matriz de Información Esperada evaluada en los estimadores,  $I_E(\hat{\gamma}, \hat{\sigma}, \hat{\mu})^{-1}$  (Coles, 2001) se obtiene la matriz de covarianza  $V(\hat{\gamma}, \hat{\sigma}, \hat{\mu})$ , en cuya diagonal se encuentra la varianza estimada de cada parámetro.

Mediante las distribuciones asintóticas podemos estimar intervalos con un nivel de confianza de 95% para  $\gamma, \sigma, \mu$

$$\hat{\gamma} \pm 1.95\sqrt{V_{1,1}} \quad \text{Ecuación (17)}$$

$$\hat{\sigma} \pm 1.95\sqrt{V_{2,2}} \quad \text{Ecuación (18)}$$

$$\hat{\mu} \pm 1.95\sqrt{V_{3,3}} \quad \text{Ecuación (19)}$$

donde  $V_{1,1}$ ,  $V_{2,2}$  y  $V_{3,3}$  son los elementos de la diagonal principal de la matriz de covarianza.

Para estimar intervalos de confianza de funciones que dependen de  $\gamma$ ,  $\sigma$  y  $\mu$ , como es el caso de  $x_T$  se utiliza el método Delta, siguiendo a Cornistein et al. (2013).

Finalmente se realizan las pruebas de bondad de ajuste.

Una vez obtenidos los parámetros y los períodos de retorno, el siguiente objetivo es analizar la bondad de la estimación realizada con el modelo GEV. Los métodos gráficos más usuales son el gráfico de probabilidades (PP-Plot) y el de cuantiles (QQ-Plot) que permiten comparar las distribuciones empíricas y teóricas (en nuestro caso usando GEV).

El PP-Plot (Probabilidad-Probabilidad Plot) es un gráfico que compara la función de distribución empírica acumulada en ordenadas, con la función de distribución estimada acumulada en abscisas, obtenida utilizando la distribución GEV. El ploteo de los puntos determinados con los valores de abscisas y ordenadas se comparan con la recta identidad (recta que pasa por el origen y tiene pendiente uno) utilizando el test de correlación de Pearson.

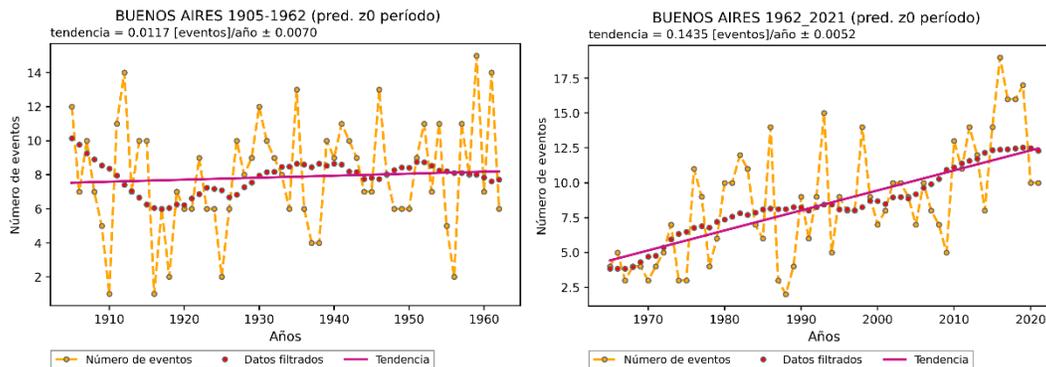
El QQ-Plot (Quantil- Quantil Plot, en inglés) es un gráfico que compara los cuantiles empíricos (en ordenadas) calculados con las alturas máximas anuales ordenadas de manera creciente, con los cuantiles calculados para esas mismas alturas con el modelo GEV (en abscisas) con la recta identidad. Para cuantificar el ajuste de los puntos obtenidos con las coordenadas de ordenadas y abscisas se utiliza el test de correlación de Pearson.

Ambos métodos se usan en este trabajo para analizar la bondad de la estimación encontrada.

## 5. Resultados y análisis

### 5.1 Marchas y tendencias anuales

La marcha anual de la cantidad de eventos de ODT positivas registradas, como así también su tendencia anual, se pueden ver en la Figura 18. A la izquierda está representado el período P1 y a la derecha el P2. Los resultados se obtuvieron a partir de las series de residuos R2 y R4, a las que no se les eliminó la tendencia del nivel medio del río. Mientras que la variabilidad se mantiene de manera similar en ambos períodos (con valores de media y desvío estándar de 7,90 y 3,22 respectivamente para el primer período y de 8,54 y 4,08 respectivamente para el segundo), la tendencia aumenta en un orden de magnitud en el segundo período respecto del primero. Dicho aumento podría estar relacionado con los efectos del cambio climático y la tendencia positiva del nivel medio del río. Para analizar ese impacto en el crecimiento de la cantidad de eventos anual de ODT se grafica en la Figura 19, la marcha anual y su tendencia, pero ahora a partir de las series de residuos R1 y R3 a las que se les ha restado la tendencia del nivel medio.



*Figura 18- Cantidad de eventos anuales de ODT positivas y tendencia para el período P1 (izquierda) y el P2 (derecha) calculados a partir de las series de residuos R2 y R4.*

Como se puede observar, en el caso del primer período casi no existe variación en la tendencia del número de eventos, mientras que sí disminuye en el caso del período P2. En la Figura 18, para el período 1962-2021 la tendencia es de 0.1435

eventos/año  $\pm 0.0052$  y en la Figura 19 es de 0.1221 eventos/año  $\pm 0.0055$ . Es decir que el crecimiento en la cantidad anual de eventos de ODT positivas en la Figura 18 se debe, en parte al aumento del nivel medio, pero no en su totalidad ya que la tendencia no desaparece y se mantiene a un orden de diferencia del período 1905-1962.

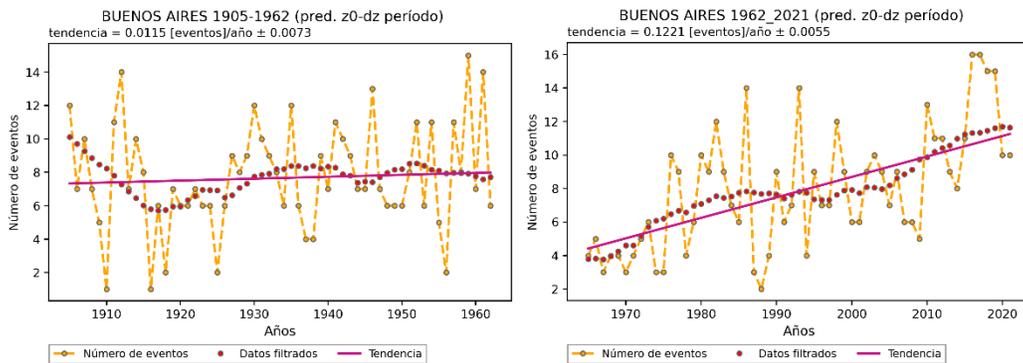


Figura 19- Cantidad de eventos anuales de ODT positivas y tendencia para el período P1 (izquierda) y el P2 (derecha) calculados a partir de las series de residuos R1 y R3.

Cuando analizamos las tendencias de las alturas máximas de las ODT positivas y de las máximas alturas observadas calculadas con las series R2 y R4, el comportamiento es similar para el período 1905-1962, respecto del período 1965-2021 para las dos variables. Ambas registran una tendencia en aumento de un período al otro, como se puede ver en las Figuras 20 y 21. Más aún, en el caso de la altura máxima observada, la tendencia se revierte, siendo negativa en el período P1 y positiva en el P2. Además, sobre todo en el último período, la tendencia sigue a la encontrada para el nivel medio del río. Sin embargo, para la altura de la máxima ODT, la tendencia encontrada es casi nula y el error es del orden del valor de dicha tendencia.

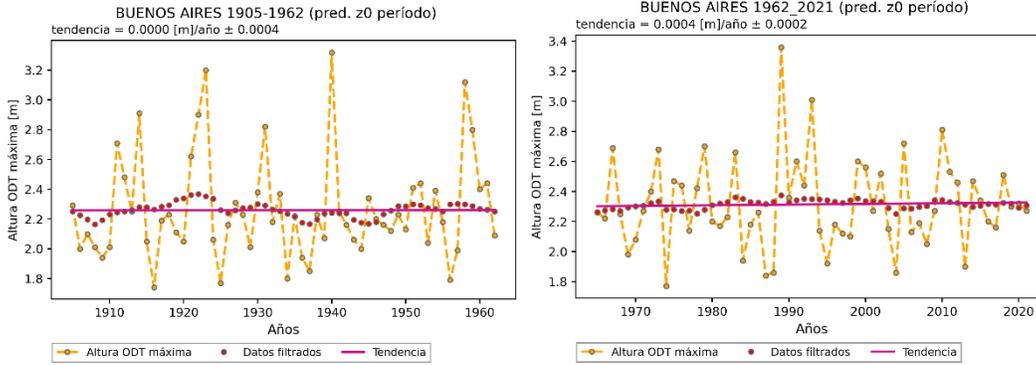


Figura 20- Marcha anual y tendencia de la máxima altura de ODT para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

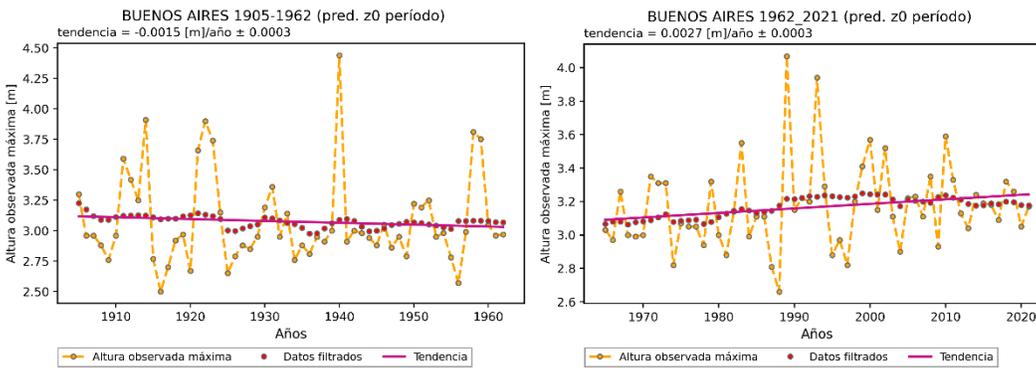


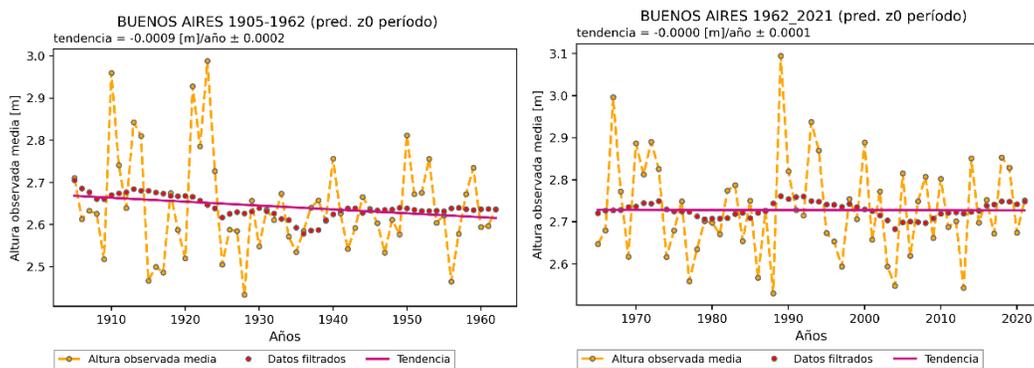
Figura 21- Marcha anual y tendencia de la máxima altura observada para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

En cuanto a la variabilidad, en ambas variables se registra una disminución en el valor del desvío estándar, mientras que las medias de la muestra del segundo período aumentan respecto del primero. En el caso de la máxima ODT el valor del desvío pasa 0,35 m en el período P1 a 0,30 m en el P2, con valores de media de 2,26 m y 2,31 m respectivamente. La media de la máxima altura observada aumenta de 3,07 m a 3,17 m y el desvío disminuye de 0,37 m a 0,25 m. Estos números confirman un comportamiento más homogéneo en el período 1965-2021 de valores extremos, apenas más elevados que en el primer período, teniendo en cuenta las tendencias, pero a su vez más parecidos. Es decir que los valores máximos de

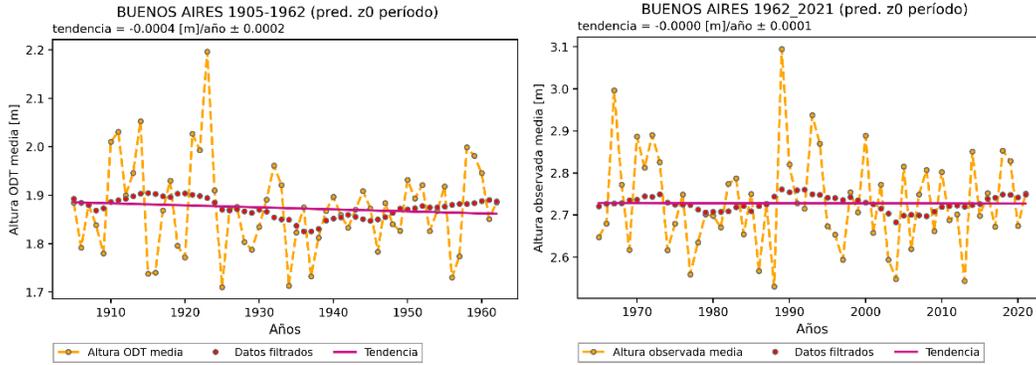
alturas observadas y ODT fluctúan algo menos en el último período, pero son más altos que los del P1.

Se repite el análisis para la máxima altura de ODT con las series de residuos R1 y R3 y se encuentra que la tendencia se reduce a la mitad en ambos períodos respecto de los valores calculados con las series R2 y R4, si bien son valores muy cercanos a cero que resultan insignificantes (no se muestran los resultados por no aportar información relevante).

Dado que un valor máximo anual puede provenir de un único evento extremo y resultar poco representativo para todo el período que abarca (como el máximo observado en el año 1940), se analizan también las alturas observadas máximas medias y las ODT máximas medias. Los resultados de las marchas anuales y sus tendencias se presentan en las Figuras 22 y 23 respectivamente, para las series de residuos R2 y R4, y en las Figuras 24 y 25 para las series de residuos R1 y R3.



*Figura 22- Marcha anual de las medias de las alturas máximas observadas y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.*



*Figura 23- Marcha anual de las alturas medias de las ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.*

Al igual que el caso de la altura máxima observada y la máxima ODT, sus medias obtenidas a partir de las series R2 y R4 registran una tendencia en ascenso, aunque también con valores muy cercanos a cero (Figuras 22 y 23). Si analizamos la variabilidad de las marchas, mientras que la observación máxima media presenta valores similares de desvío estándar y media al pasar de un período al otro, la ODT máxima media aumenta dicha variabilidad en el período P2 (0,13 m) respecto del P1 (0,09 m). Este comportamiento resulta opuesto al hallado para la máxima ODT, aunque es más representativo del período por tratarse de un promedio. Es decir, que, en este caso, existe una mayor dispersión entre los valores de ODT máxima media.

Si bien los valores de las tendencias obtenidos con las series de residuos R1 y R3 para la altura máxima observada media (Figura 24) y la altura de la ODT media (Figura 25) disminuyen al compararlos con los de las series de residuos R2 y R4 (Figuras 22 y 23), se trata de valores muy cercanos a cero que resultan despreciables. Por ello, se podría decir que no se observa una tendencia clara y la comparación no resultaría robusta.

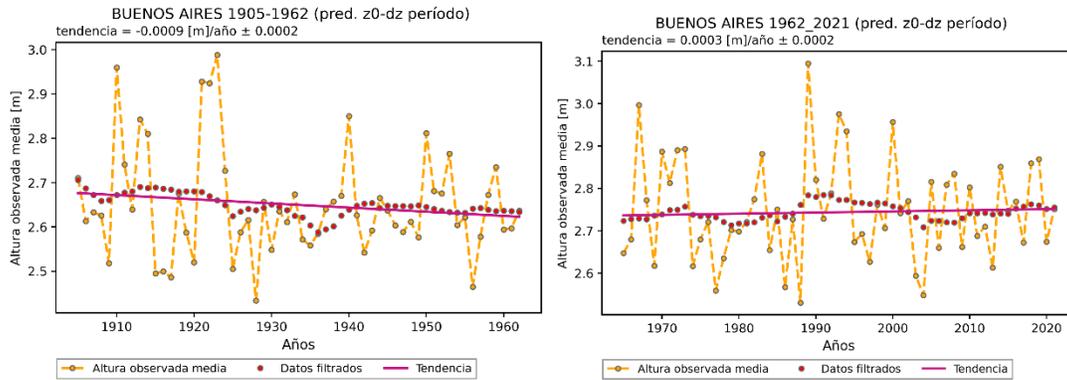


Figura 24- Marcha anual de las medias de las alturas máximas observadas y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

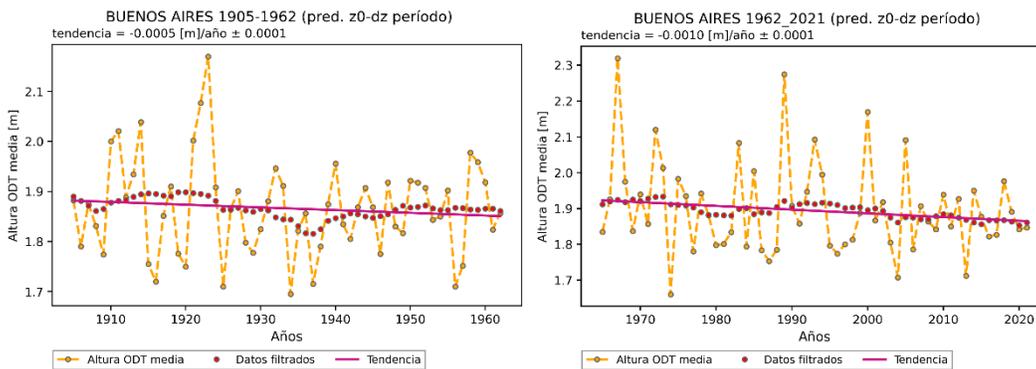


Figura 25- Marcha anual de las alturas medias de las ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

Los resultados de analizar la duración y permanencia (tanto máximas como medias) de los eventos de ODT no son tan obvios. La tendencia del nivel medio no parece modular fuertemente el tiempo que duran las ODT. Mientras hasta ahora todas las variables analizadas disminuyen su tendencia cuando se la calcula sobre las series de residuos R1 y R3, en este caso ocurre lo contrario. Las tendencias calculadas con los residuos R2 y R4 son menores que las obtenidas con los residuos R1 y R3 a pesar que las series R2 y R4 contienen el aumento del nivel medio del río. Sin embargo, las tendencias del período P2 son mayores que las del P1. Es decir, que los cambios en la duración de los eventos causados por el cambio climático podrían

vincularse más con un cambio en la circulación a gran escala, y ya no por el aumento del nivel medio del río, porque, de ser así, los valores de las tendencias calculadas con las series de residuos sin tendencia del nivel medio deberían haber disminuido. En ese sentido, se sabe que el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) está vinculada a las anomalías de los vientos, así como a la descarga extrema de los ríos en esta región (Jaime, 2002; Meccia et al., 2009), influyendo potencialmente en los niveles extremos del agua. Por su parte, la variabilidad interanual de los niveles extremos del agua en estos lugares también podría estar relacionada con otros fenómenos climáticos, como el dipolo del océano Atlántico Sur, que se caracteriza por un calentamiento (enfriamiento) de las aguas superficiales frente a África Occidental asociado a un enfriamiento (calentamiento) simultáneo frente a la costa de Argentina-Uruguay-Brasil (Nnamchi et al., 2011).

Si nos enfocamos en la variabilidad de la marcha, el desvío estándar de la duración máxima y de la permanencia máxima aumentan en el período P2 respecto del P1, al igual que el valor de la media de esas variables en cada período. Los valores obtenidos de desvío estándar y de media de la duración máxima para el período P1 son de 24,01 h y 68,24 h respectivamente, y de 28,08 h y 77,53 h para el período actual.

Para estas dos variables (duración y permanencia) también se analizó la variabilidad de la marcha de los valores medios, que como se dijo pueden resultar más representativos de todo el período que los máximos. Dichos valores presentan similitudes en ambas variables, con lo cual no se puede afirmar que haya aumentado la variabilidad entre un período y el otro.

Las Figuras 26, 28, 30 y 32 muestran los resultados arriba analizados de las tendencias y las marchas anuales de la duración máxima y media y de la permanencia máxima y media de los eventos de ODT para el período 1905-1962 y 1965-2021 calculados con las series de residuos R2 y R4, y las Figuras 27, 29, 31 y 33 muestran los resultados de las tendencias de las mismas variables, pero con las series de residuos R1 y R3.

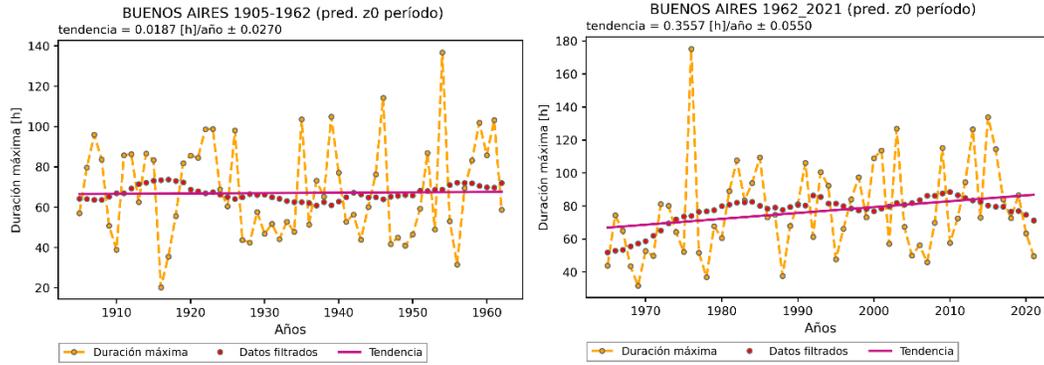


Figura 26- Marcha anual de la duración máxima de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

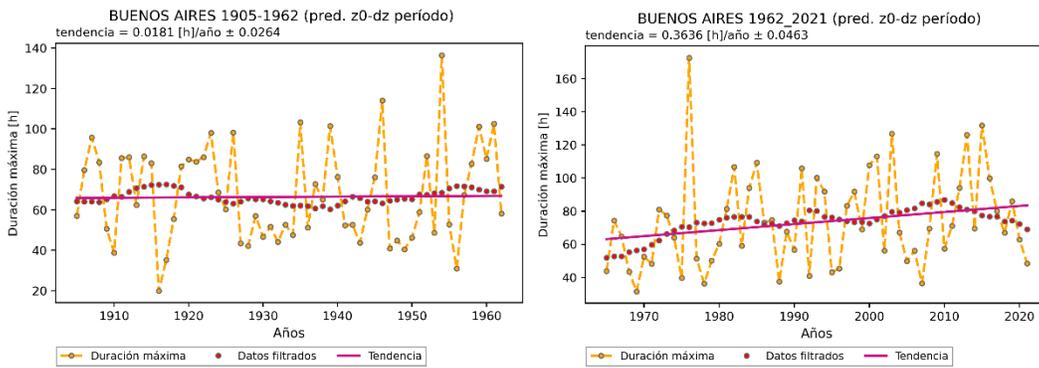


Figura 27- Marcha anual de la duración máxima de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

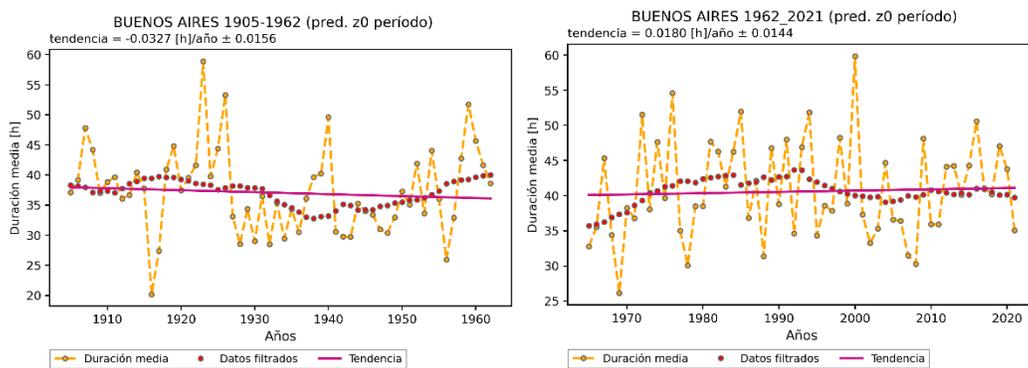


Figura 28- Marcha anual de la duración media de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

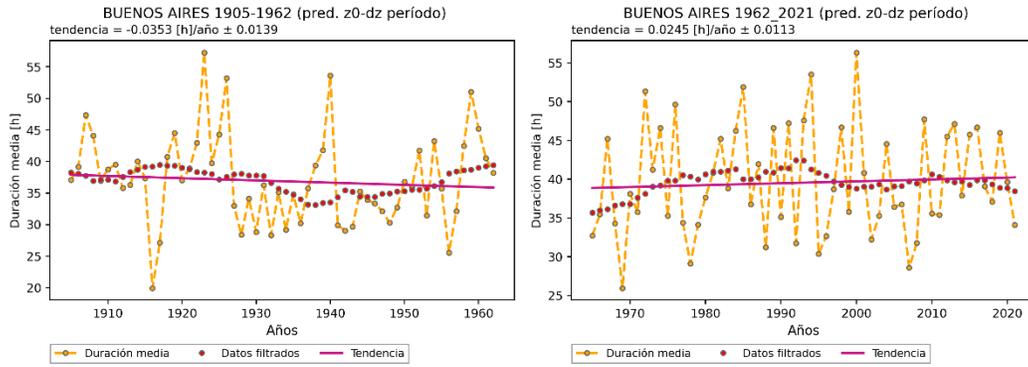


Figura 29- Marcha anual de la duración media de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

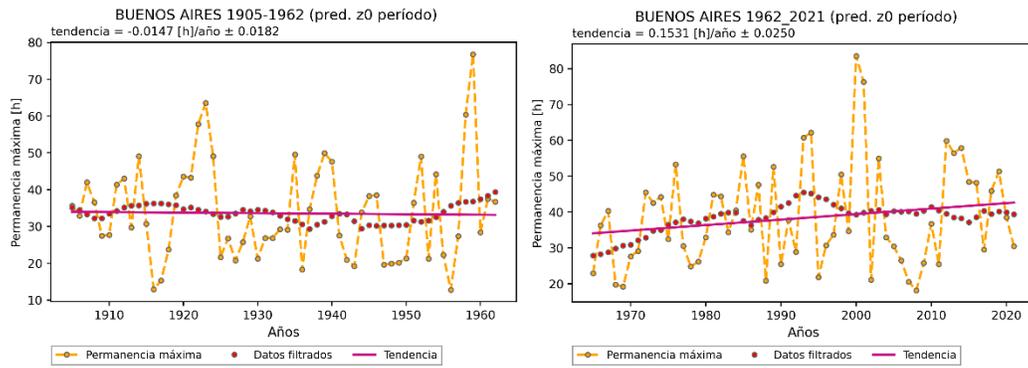


Figura 30- Marcha anual de la permanencia máxima de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

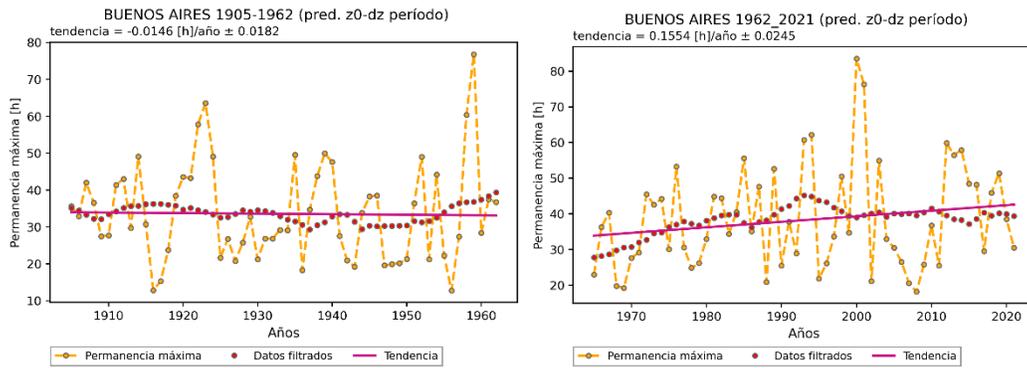


Figura 31- Marcha anual de la permanencia máxima de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

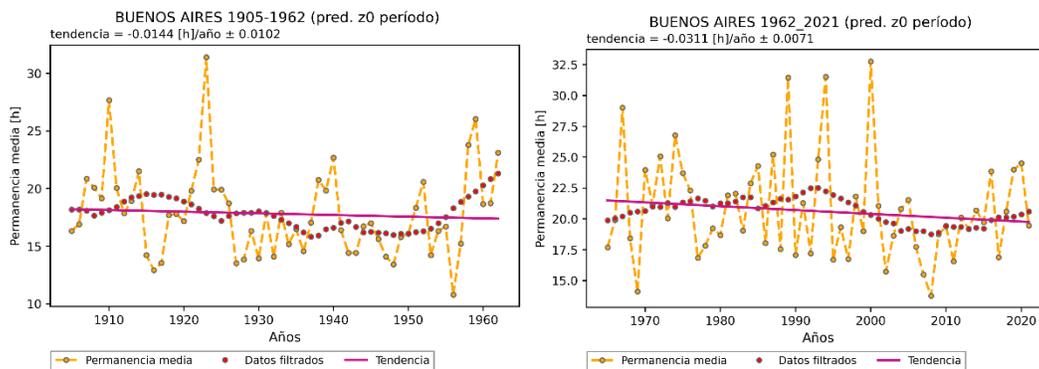


Figura 32- Marcha anual de la permanencia media de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R2 y R4.

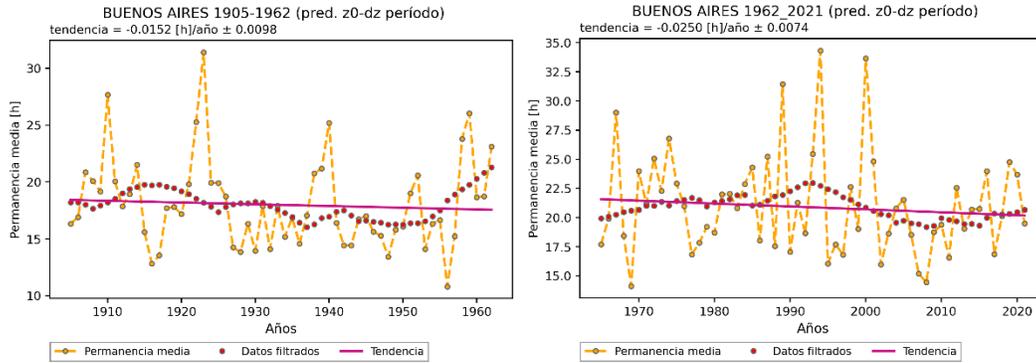


Figura 33- Marcha anual de la permanencia media de ODT y su tendencia para el período P2 (derecha) y P1 (izquierda) calculadas a partir de las series de residuos R1 y R3.

A manera de resumen se presenta a continuación la Figura 34 con los valores de las tendencias de la duración máxima y media, y la permanencia máxima y media, para ambos períodos y para las series de residuos R2 y R4, y R1 y R3.

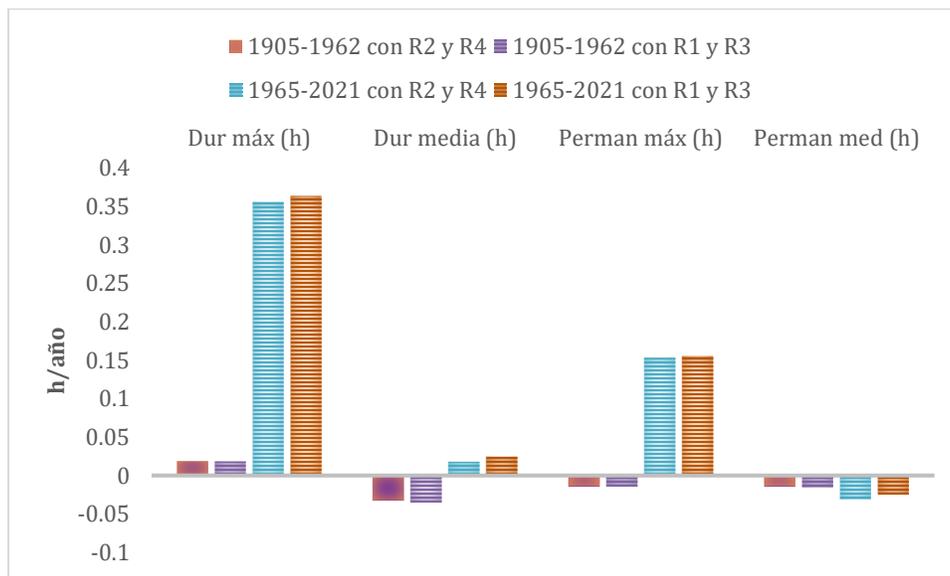
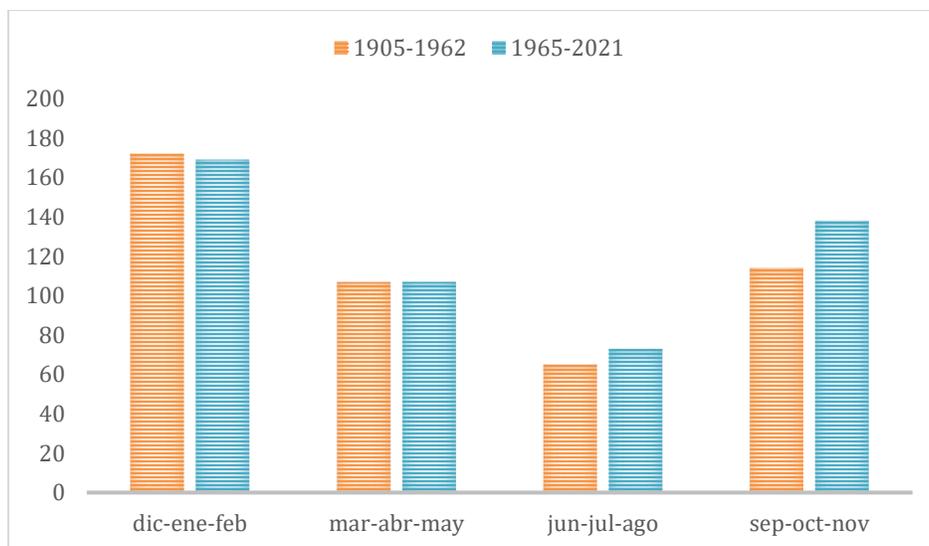


Figura 34- Valores de la tendencia anual de la duración máxima y media y la permanencia máxima y media de las ODT para los períodos P1 y P2 obtenidos a partir de las series de residuos R1, R2, R3 y R4.

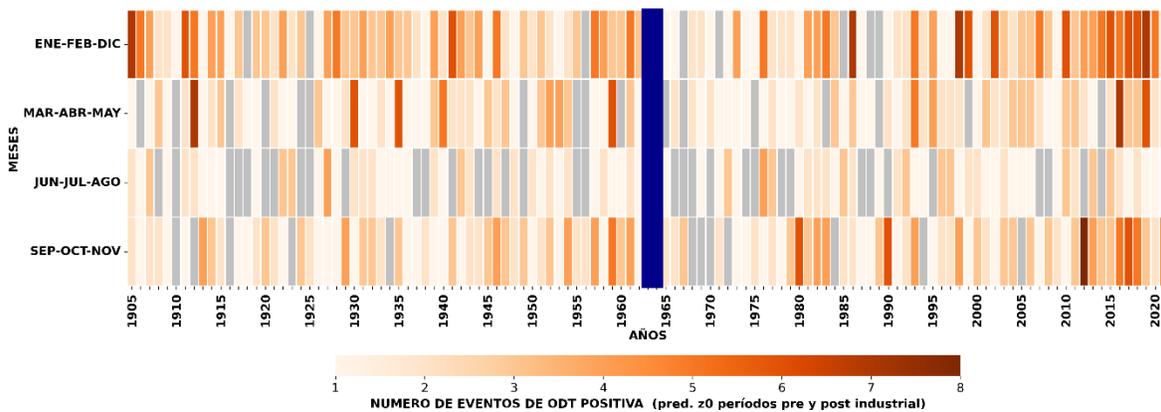
## 5.2 Análisis estacional

En la Figura 35 se puede ver la distribución de la cantidad de eventos por estación del año, para los períodos P1 y P2 calculados con las series de residuos R2 y R4. De allí surge que, para ambos períodos durante el verano tiene lugar la mayor cantidad de eventos, seguido por la primavera, el otoño, y el invierno con la menor cantidad. Este resultado es opuesto al de Nabel et al. (2008, p.43) que obtuvo que la mayor cantidad de eventos ocurre en el invierno. La diferencia puede deberse al criterio en la determinación de eventos y al período de tiempo que se tuvo en cuenta para realizar ambos análisis. Sin embargo, los resultados de este trabajo se muestran consistentes con las distribuciones presentadas por Escobar et al. (2004), en donde se observa una mayor frecuencia de Sudestadas tanto en verano como en primavera. También se puede observar que el aumento en la cantidad de eventos del período P2 respecto del P1 ocurre en los meses de primavera e invierno. Para el verano y el otoño la cantidad de eventos permanece prácticamente constante entre períodos. Estos mismos resultados en el comportamiento, pero con valores menores se obtuvieron con las series de residuos R1 y R3 (no se muestran por no aportar información relevante).



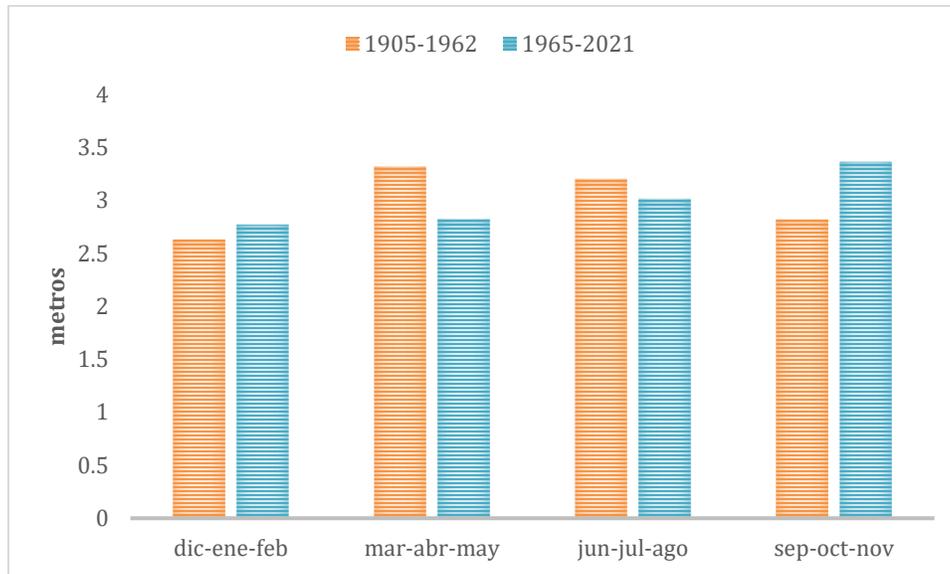
*Figura 35- Cantidad de eventos por estación del año, para los períodos P1 y P2 calculados con las series de residuos R2 y R4.*

El gráfico que se presenta a continuación en la Figura 36 permite visualizar cómo es la distribución estacional a través de los años de la cantidad de eventos obtenida con las series de residuos R2 y R4. Los colores grises corresponden a estaciones sin eventos (sucede por elegir que la altura mínima del evento es 1,60 m), mientras que el color azul corresponde a los años 1963 y 1964 donde no se dispone de información. Resulta fácil distinguir al verano como la estación modal, y el aumento (colores más oscuros) en la cantidad de eventos que tiene lugar en los últimos años no solamente en el verano sino en las otras tres estaciones también.



*Figura 36- Distribución estacional en función de los años de la cantidad de eventos de ODT positivas obtenida con las series de residuos R2 y R4*

Tanto la máxima altura observada como la máxima ODT registran, estacionalmente, un comportamiento similar por lo que se muestran los resultados para la ODT máxima solamente durante los dos períodos analizados, obtenidos a partir de las series de residuos R2 y R4 (Figura 37). Aquí se ve que la máxima ODT corresponde a una primavera del período P2 con un valor de 3,36 m, y que a los veranos les corresponde las alturas máximas más bajas, a pesar de ser la estación que más eventos registra en ambos períodos como se vio antes en la Figura 35. También se observa que solamente en el caso de la primavera y el verano para el período P2 la ODT máxima supera a la del período P1. Para las series de residuos R1 y R3 se obtuvieron resultados similares en cuanto al comportamiento descrito con valores apenas menores que los encontrados para las series R2 y R4. Por este motivo no se muestran los resultados.



*Figura 37- Distribución estacional de la máxima ODT para los períodos P1 y P2 obtenida con los residuos R2 y R4.*

En la Figura 38 se puede observar cómo se distribuyen anualmente las alturas máximas de ODT (para residuos R2 y R4) de cada estación y adjudicar a la primavera de 1989 el máximo evento por su altura, seguido del evento registrado en el otoño de 1940. Ambos eventos son los mayores para el período P2 y P1 respectivamente. También se observa que a partir de 2008 la primavera registra los valores más altos de una forma más persistente que en los años anteriores. Y este comportamiento se da de igual manera cuando se analiza la distribución estacional con los residuos R1 y R3 a los que se removi6 la tendencia del nivel medio del río. Esto último se muestra en la Figura 39. Es decir que, en los últimos años, la altura máxima de las ODT está sufriendo un cambio durante las primaveras que no se ajustaría al aumento del nivel medio del río directamente. De acuerdo con Laignel et al. (2023) los principales generadores de la variabilidad interanual a decenal pueden asociarse a cambios en el sistema climático.

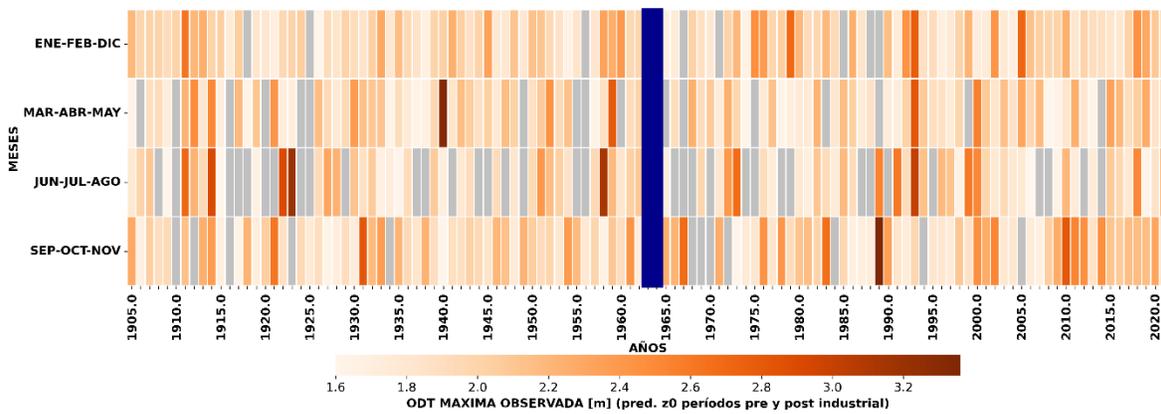


Figura 38- Distribución estacional en función de los años de la máxima ODT positiva obtenida a partir de las series de residuos R2 y R4.

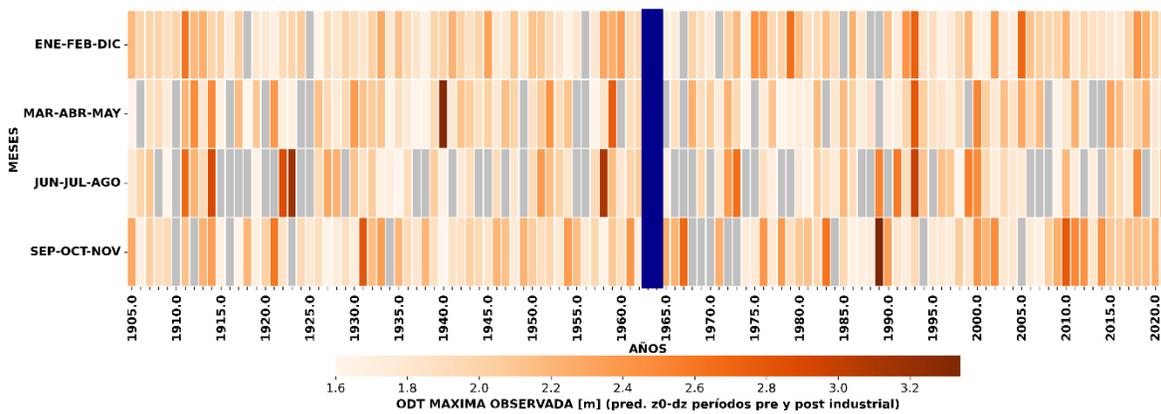
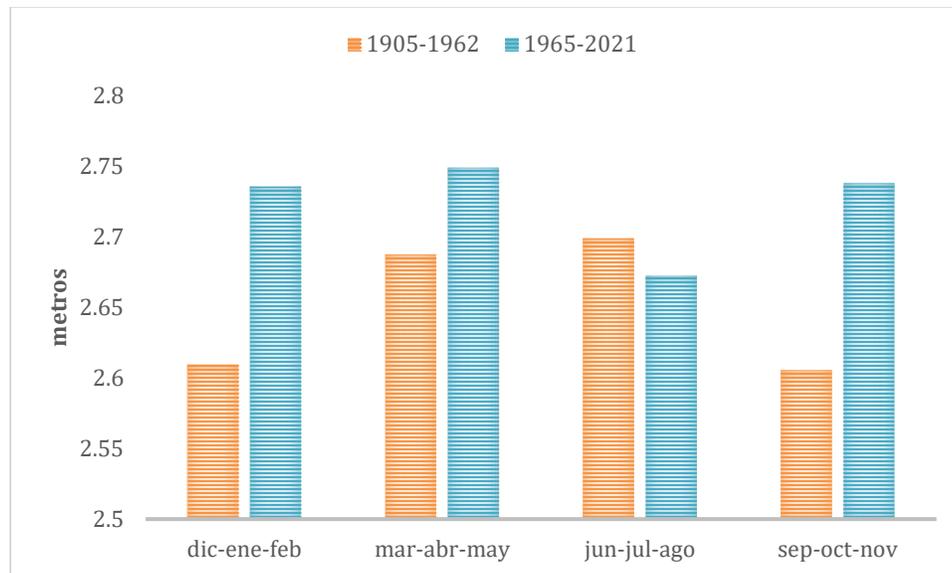


Figura 39- Distribución estacional en función de los años de la máxima ODT positiva obtenida a partir de las series de residuos R1 y R3.

Estacionalmente, la ODT media presenta el mismo patrón que la ODT máxima, resultando así, los eventos extremos representativos del comportamiento promedio de las alturas. Es por este motivo que no se muestran los resultados obtenidos de la ODT media.

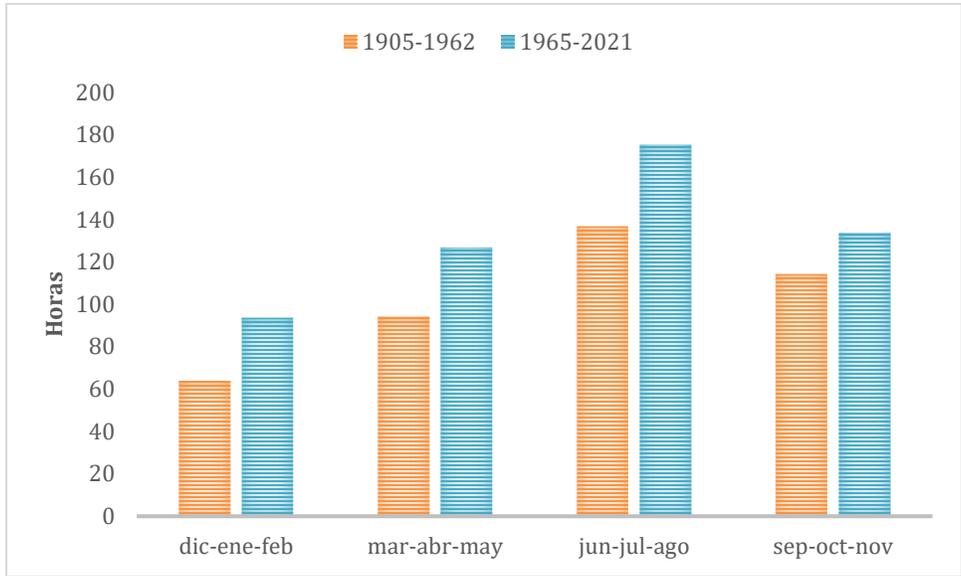
La observación máxima media estacional obtenida para las series de residuos R2 y R4 (Figura 40) difiere en su patrón respecto de la máxima estacional en que para los meses de marzo, abril y mayo las alturas más elevadas tienen lugar en el segundo período y no en el primero. Además, se observa que para el período P2 la altura máxima media observada es similar para todas las estaciones del año (por encima de 2,7 m) y solamente en invierno los máximos caen por debajo de ese

valor. En cambio, en el período 1905-1962 existe una diferencia más marcada entre los máximo valores, que tienen lugar en otoño e invierno y los más bajos que se dan en el verano y la primavera.

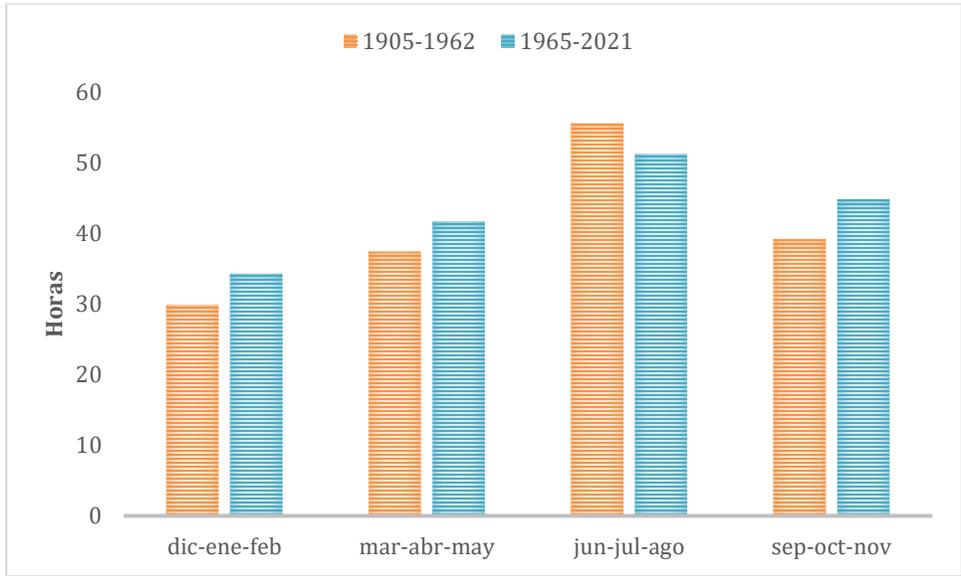


*Figura 40- Distribución estacional de la observación máxima media para los períodos P1 y P2 obtenida con los residuos R2 y R4.*

En las Figuras 41 y 42 se puede ver cómo es la distribución estacional de la duración máxima y la duración media de los eventos de ODT positivas obtenida a partir de los residuos R2 y R4 para los dos períodos analizados. La duración máxima es mayor en todas las estaciones del segundo período, mientras que la duración media se aparta de ese patrón para los meses de invierno. Tanto en la duración máxima como en la media, el intervalo modal es el correspondiente al invierno en ambos períodos, si bien es la estación que cuenta con la menor cantidad de eventos, como se vio previamente (Figura 40). Los resultados para las series R1 y R3 son similares, razón por la cual no se presentan.



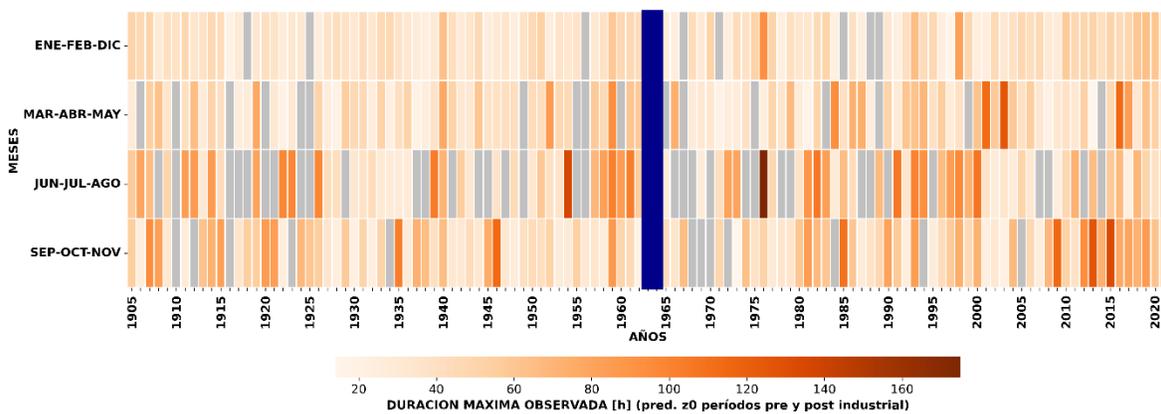
*Figura 41- Distribución estacional de la duración máxima de los eventos de ODT positivas obtenidos a partir de las series de residuos R2 y R4 para los períodos 1905-1962 y 1965-2021.*



*Figura 42- Distribución estacional de la duración media de los eventos de ODT positivas obtenidos a partir de las series de residuos R2 y R4 para los períodos 1905-1962 y 1965-2021.*

El detalle de los valores de la duración máxima en las estaciones, por año, se puede observar en la Figura 43. Dicha figura permite reconocer fácilmente este

comportamiento que se da durante los meses de invierno de registrar pocos eventos (hay muchos rectángulos grises) pero los coloreados tienen los tonos más oscuros, que corresponden a duraciones más largas. Y también se puede ver que durante los últimos años (a partir de 2008) fueron los eventos de primavera los que registraron duraciones más largas y no los inviernos. Justamente en esos años además tuvieron lugar durante las primaveras las mayores alturas de ODT positivas. Es interesante marcar que el análisis realizado con las series de residuos R1 y R3 (a las que se ha removido la tendencia del nivel medio del río) arrojan el mismo resultado, como se puede observar en la Figura 44. Este patrón, nuevamente podría relacionarse con un cambio en la circulación de gran escala, como efecto del cambio climático, dado que no sigue el comportamiento del nivel medio del río. La corta duración de los eventos estivales durante todo el período se aprecia también muy fácilmente por los tonos claros.



*Figura 43- Distribución estacional en función de los años de la máxima duración de ODT positiva obtenida a partir de las series de residuos R2 y R4.*

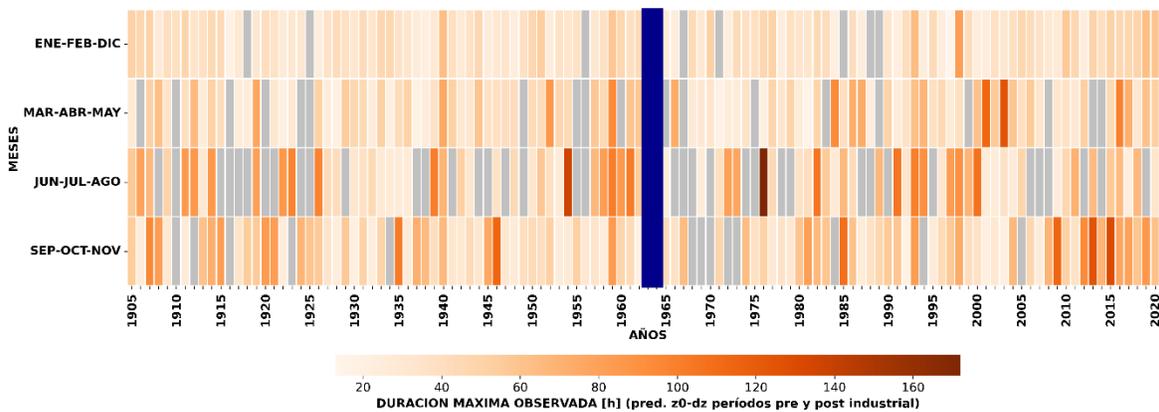


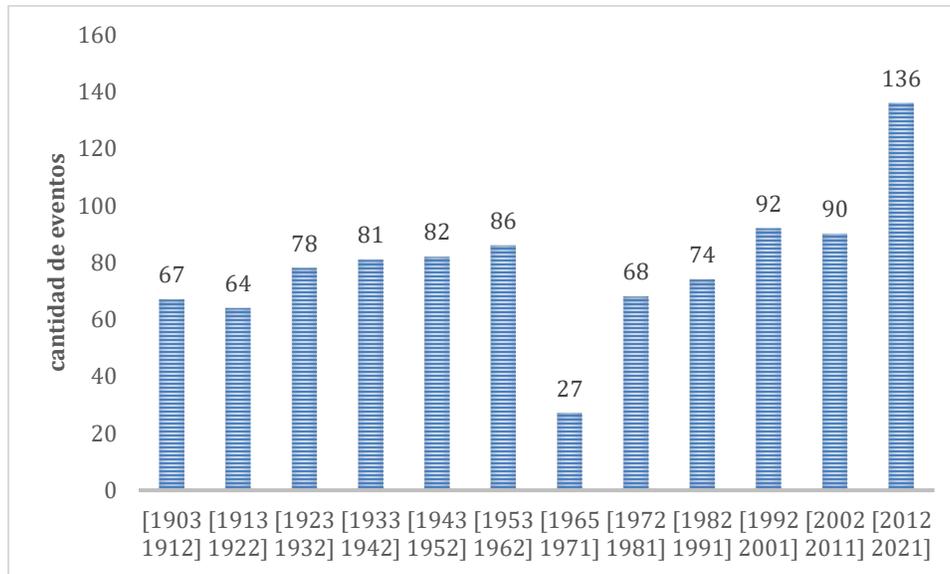
Figura 44- Distribución estacional en función de los años de la máxima duración de ODT positiva obtenida a partir de las series de residuos R1 y R3.

En un análisis más general se puede decir que el aumento del nivel medio del río no afecta el patrón estacional de las variables analizadas, excepto sus valores, siendo más altos para las series de residuos que contienen la tendencia del nivel medio. Los resultados obtenidos y analizados para las series de residuos R2 y R4 son análogos a los de las series de residuos R1 y R3.

### 5.3 Análisis decenal

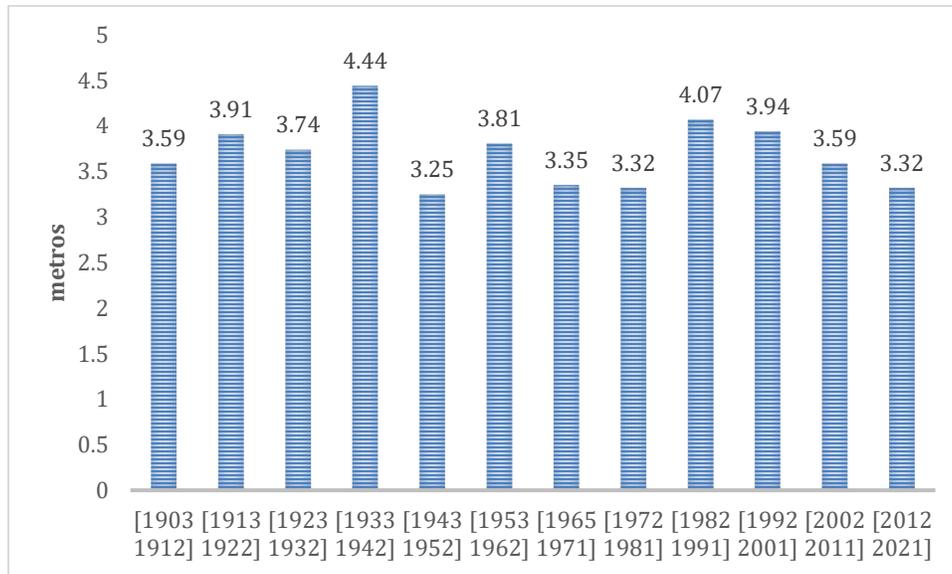
En esta sección se presentan resultados de las principales variables, agrupados por décadas.

En la Figura 45 se graficaron la cantidad de eventos de ODT positivas obtenidos con las series de residuos R2 y R4. Es llamativo ver como en la última década se duplicó la cantidad de eventos respecto de las dos primeras. Fuera de esto, no se observa una gran dispersión en los datos excepto para el período 1965-1971 que justamente no abarca 10 años.

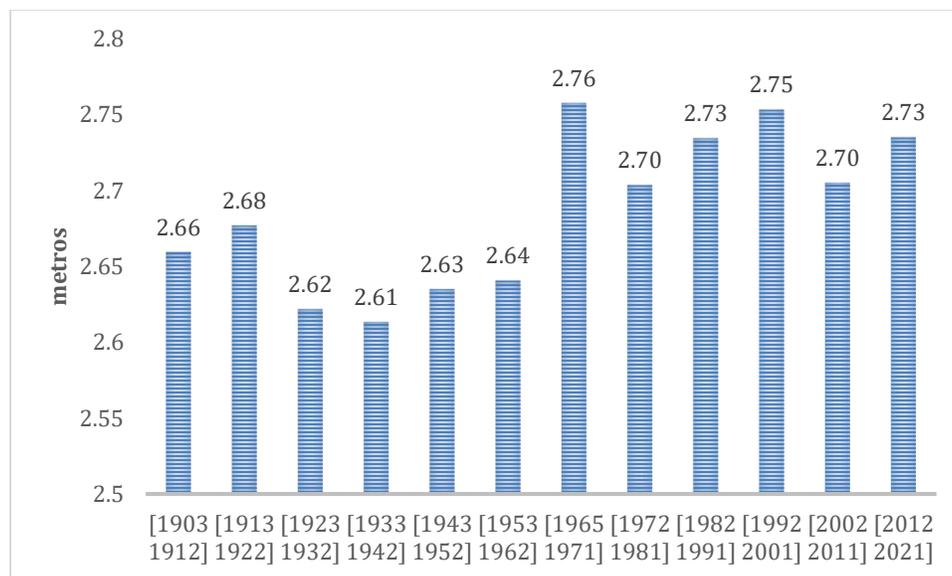


*Figura 45- Cantidad decenal de eventos de ODT positivos obtenidos con las series de residuos R2 y R4.*

En cuanto la máxima altura observada en cada década del registro de datos (Figura 46), aparecen dos décadas extremas con alturas superiores a los 4 m que corresponden a los eventos de 1940 y 1989 mientras que en las últimas cuatro décadas se observa un decrecimiento de las alturas máximas. Ese decrecimiento no se replica cuando se analizan los valores medios de las máximas observaciones de forma decenal (Figura 47), sino que más bien los valores promedio se mantienen alrededor de los 2,73 m. También allí se puede ver que el período de tiempo que resulta menor que la década (1965-1971) es el que tiene el valor máximo del registro completo.



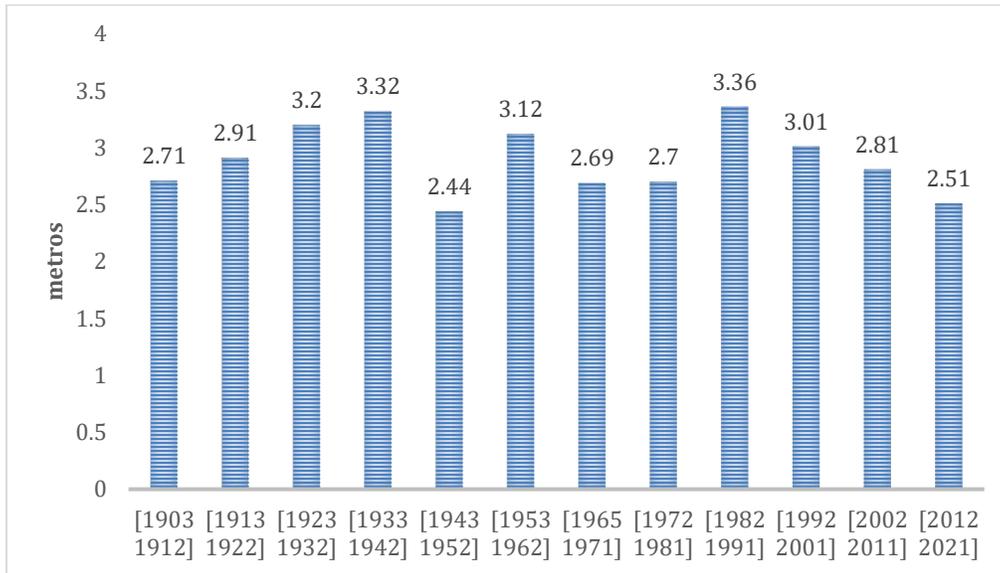
*Figura 46- Máxima altura observada en cada década del registro de datos (1905-2021)*



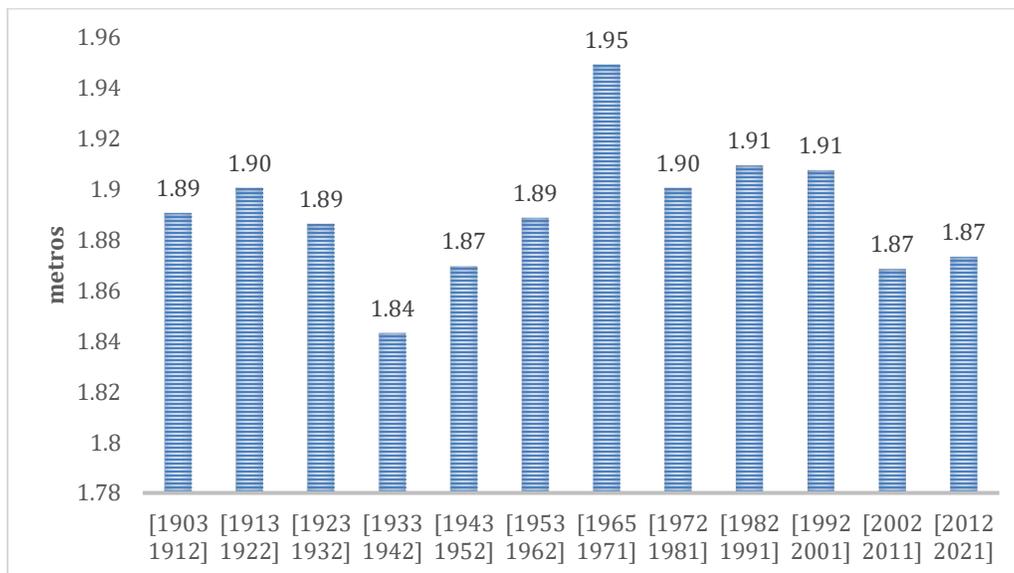
*Figura 47- Altura observada máxima media en cada década del registro de datos (1905-2021)*

Siguiendo con la ODT máxima calculada de manera decenal a partir de los residuos R2 y R4, representada en la Figura 48, el decrecimiento persistente observado en los valores de las últimas cuatro décadas es análogo al comportamiento de la observación máxima que acabamos de señalar. En cambio, la ODT media analizada

de forma decenal (Figura 49) parecería mostrar un cierto decrecimiento respecto del pico del período 1965-1971 pero no de manera sostenida. Y en este caso entonces el comportamiento no es análogo al de la observación máxima media.

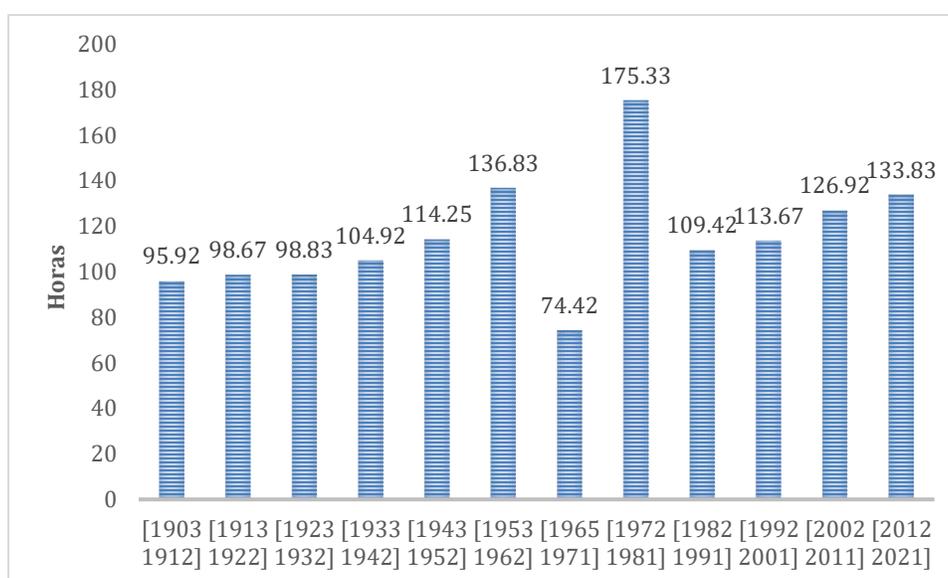


*Figura 48- ODT máxima en cada década del registro de datos (1905-2021), obtenida con las series de residuos R2 y R4.*



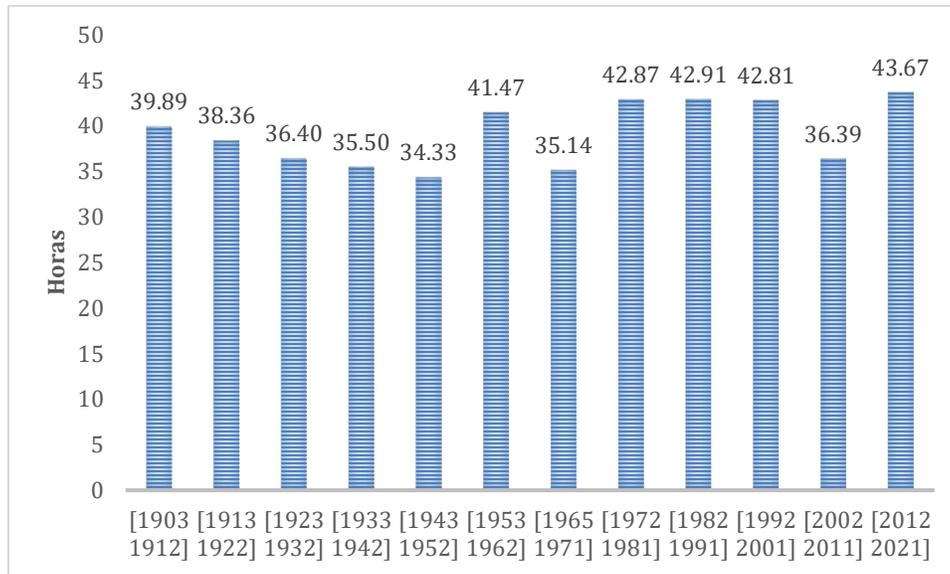
*Figura 49- ODT media en cada década del registro de datos (1905-2021), obtenida con las series de residuos R2 y R4.*

La duración máxima de los eventos de ODT agrupados cada 10 años obtenidos de las series de residuos R2 y R4 (Figura 50), muestra que en las primeras décadas del registro las máximas no superan las 100 h de duración, mientras que a partir de la década de 1933-1944 dicho valor es sobrepasado en todos los casos, excepto para el período 1965-1971 que se trata de un período más corto que no llega a agrupar 10 años de datos. Además, en las últimas cuatro décadas se ve un progresivo aumento de los valores de duración máxima. Este comportamiento es opuesto al encontrado para las máximas alturas observadas para esas mismas décadas.



*Figura 50- Duración máxima de los eventos de ODT positivas agrupados cada 10 años obtenidos de las series de residuos R2 y R4.*

Al analizar la duración media de los eventos de ODT positivas obtenidos con los residuos R2 y R4 (Figura 51), se ve que en las primeras cinco décadas del registro los valores descienden progresivamente, mientras que a partir de la sexta década (1953-1962) del registro la media de la duración se estabiliza alrededor de las 42 h. Esto no ocurre para el período 1965-1971 que no representa una década completa, ni para la década 2002-2011.



*Figura 51- Duración media de los eventos de ODT positivas obtenidos con los residuos R2 y R4.*

## 5.4 Estudio de probabilidades de eventos extremos anuales

A partir de las series de residuos R2 y R4 se obtuvieron los cálculos de las probabilidades de ocurrencia anual de cantidad de eventos, de alturas máximas observadas, de ODT máximas y de duración máxima de eventos, con el fin de analizar los eventos extremos, es decir, aquellos que registran los valores más elevados de las variables analizadas.

En la Figura 52 se puede ver que la ocurrencia de 7 eventos por año tiene la mayor probabilidad con un 16%, seguida de un 12% de que ocurran 8 y 10 eventos anuales. Asimismo se puede ver que es más probable que haya 15 eventos en un año (el máximo registrado) a que ocurran solamente 2.

De la Figura 53, donde se graficó la probabilidad acumulada de la ocurrencia de eventos anuales se deduce que es tan probable que un año haya entre 1 y 7

eventos, como que tengan lugar entre 8 y 15, ya que ambas probabilidades acumuladas registran aproximadamente un 50%.

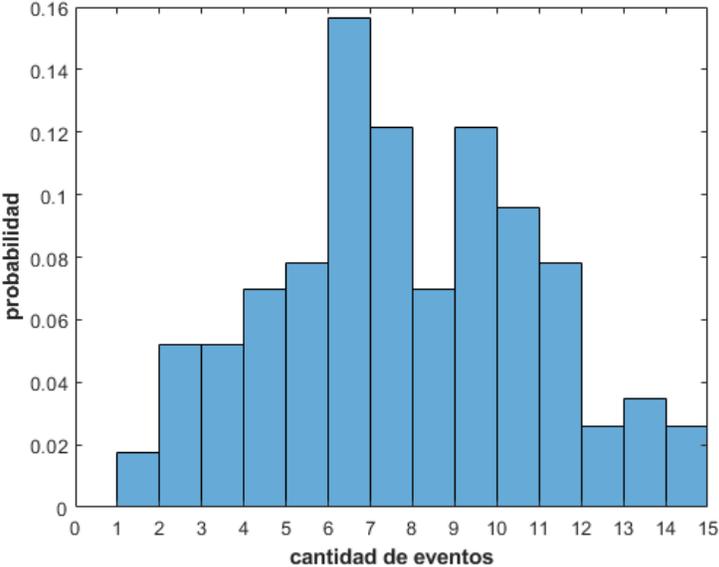


Figura 52- Histograma de probabilidades de ocurrencia anual de eventos de ODT positivas.

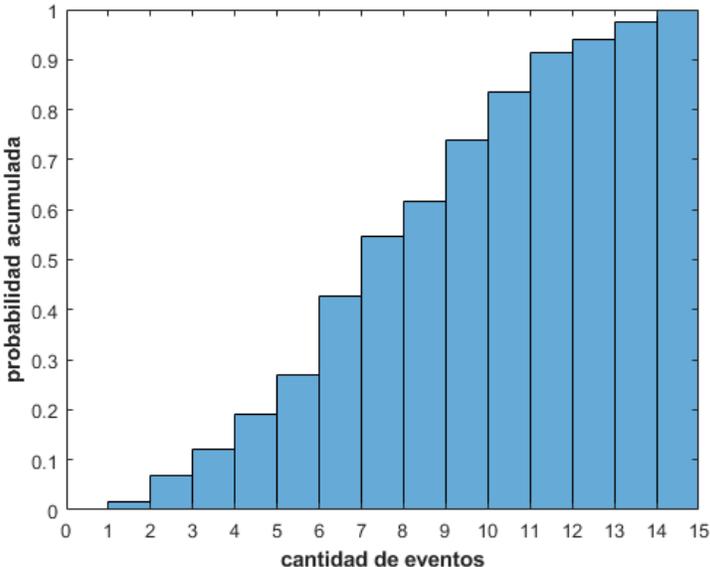
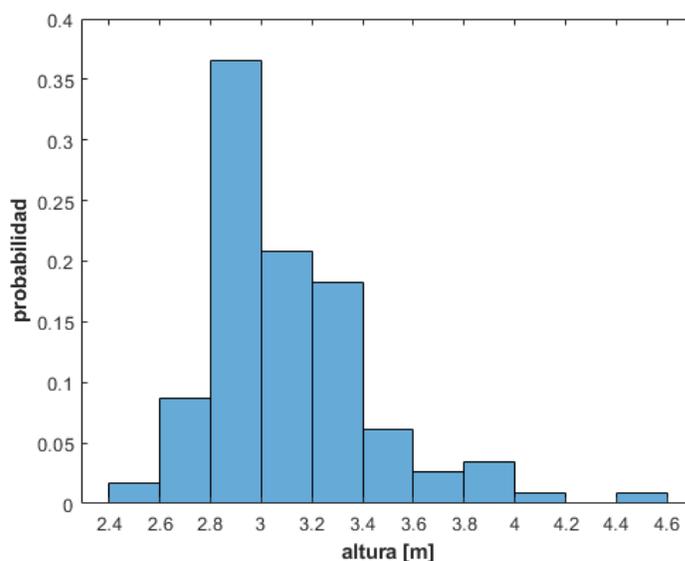


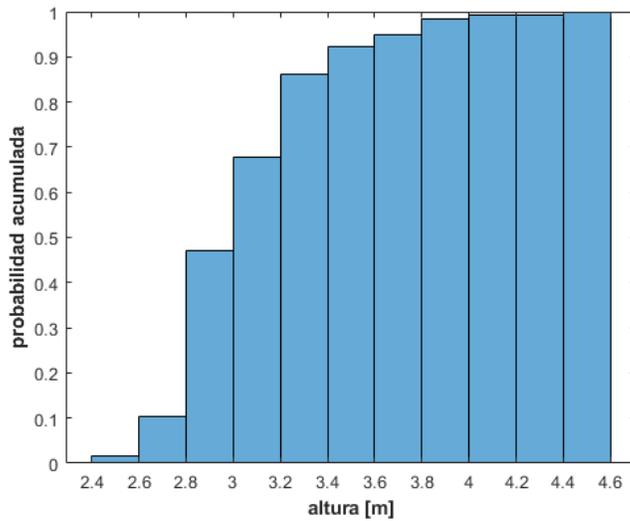
Figura 53- Histograma de probabilidades acumuladas de ocurrencia anual de eventos de ODT positivas.

El histograma de probabilidades de alturas máximas observadas, graficado en la Figura 54, muestra que la altura máxima más probable es la que corresponde al intervalo 2,8 m - 3,0 m, con 35% de probabilidad, mientras que los intervalos con alturas superiores a 4 m registran apenas el 1%. También el intervalo de alturas entre 2,4 m y 2,6 m arroja una baja probabilidad, con el 2% de ocurrencia.

El análisis de las probabilidades acumuladas de las alturas máximas observadas (Figura 55) permite individualizar la baja probabilidad (10%) de que existan alturas máximas menores a 2,8 m y que existe un 50% que las alturas máximas se encuentren entre por encima de ese valor, hasta 4,6 m. Este último dato resulta relevante sobre todo si recordamos que el aviso de alerta para la Ciudad de Buenos Aires está fijado para una cota de 2,7 m de altura, como se mencionó anteriormente en la sección 2.8.

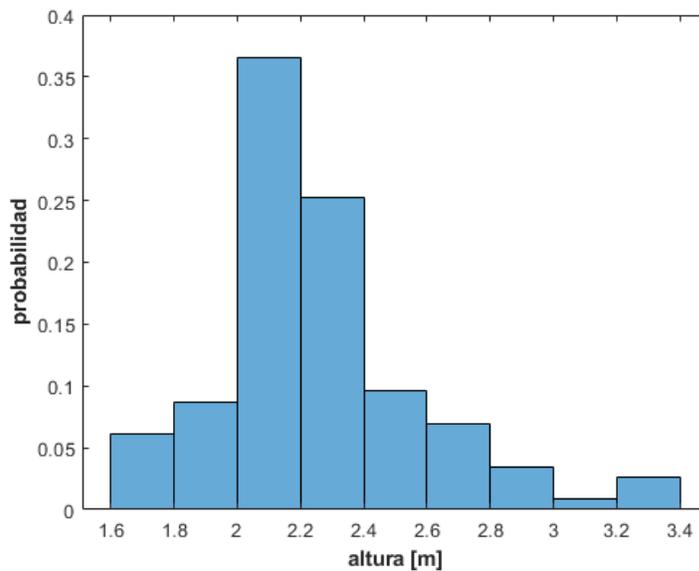


*Figura 54- Histograma de probabilidades de alturas máximas anuales observadas.*



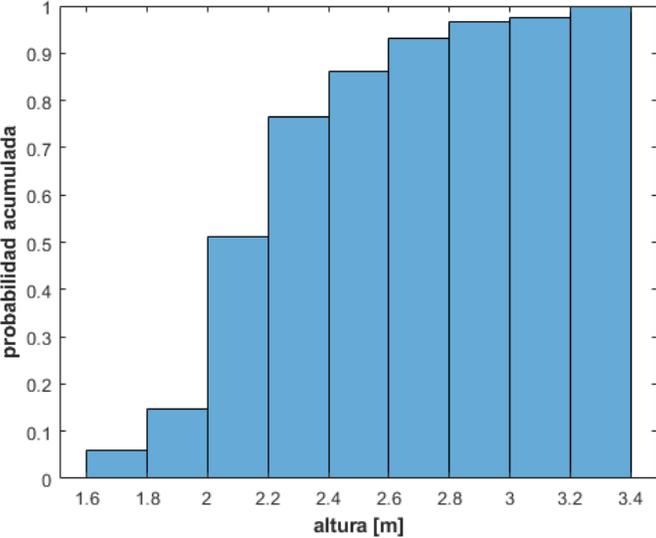
*Figura 55- Histograma de probabilidades acumuladas de alturas máximas anuales observadas*

La Figura 56 exhibe el histograma de probabilidades de la máxima altura anual de eventos de ODT positivas. El intervalo modal, con más del 35% de probabilidad, corresponde a alturas entre 2,0 m y 2,2 m, seguido por el que abarca las alturas entre 2,2 m y 2,4 m con el 25% de probabilidad.



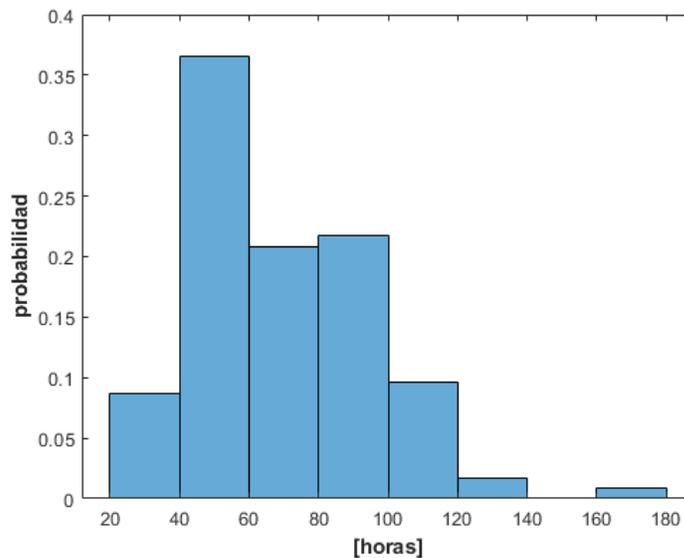
*Figura 56- Histograma de probabilidades de alturas máximas de ODT anuales.*

Las probabilidades acumuladas de las máximas alturas de eventos de ODT positivas anuales están graficadas en la Figura 57. Allí se ve la baja probabilidad de que los eventos tengan una altura de entre 1,6 m y 2 m (acumulan menos del 20%), al igual que ocurran eventos de entre 2,4 m y 3,4 m que también acumulan apenas menos del 20% de probabilidad anual.



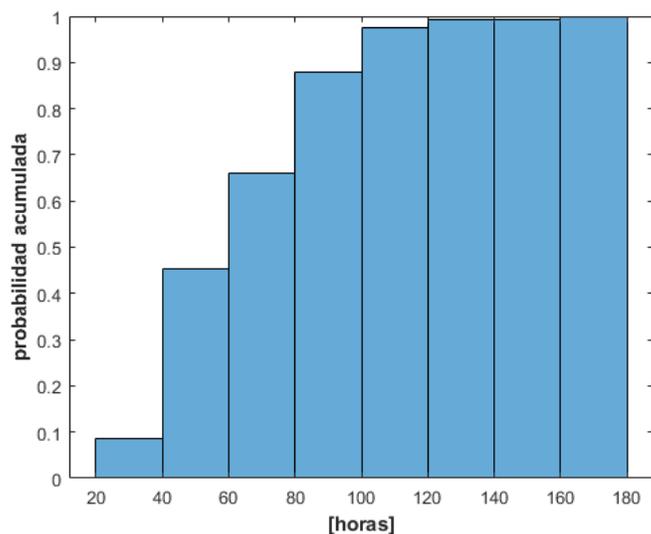
*Figura 57- Histograma de probabilidades acumuladas de alturas máximas anuales de eventos de ODT positivas.*

El histograma que representa la máxima duración de eventos de ODT positivas se grafica en la Figura 58. El intervalo modal corresponde con alrededor del 35% de probabilidad al que abarca entre 40 y 60 horas. Con un 20% de probabilidades se verifican los eventos con duraciones máximas de entre 60 h y 80 h, y entre 80 h y 100 h. Por su parte, los eventos con duraciones máximas mayores a 120 h son muy poco probables.



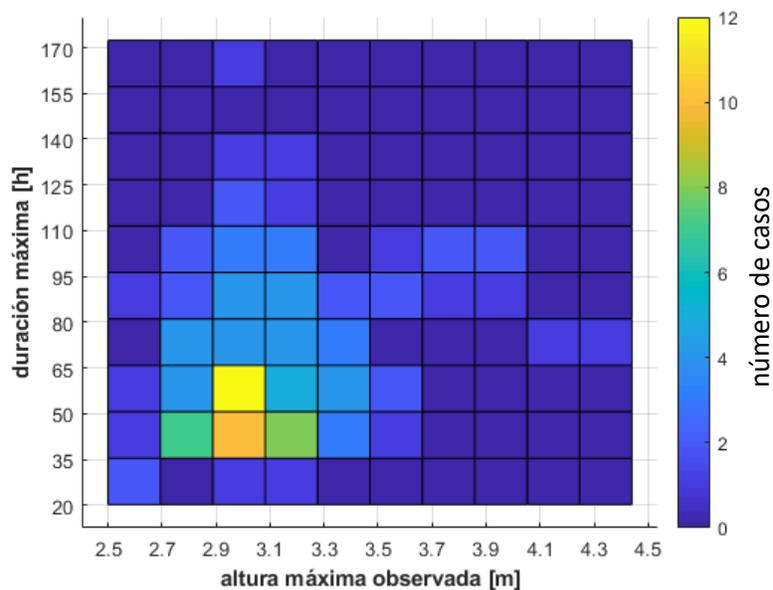
*Figura 58- Histograma de probabilidades de la duración máxima de eventos anuales de ODT positivas.*

El histograma de probabilidad acumulada de la máxima duración de eventos de ODT (Figura 59) muestra que más de un 85% de probabilidades que la máxima duración de los eventos sea entre 20 y 100 horas y que casi el 50% de probabilidad lo acumulan los eventos cuya duración es entre 20 h y 60 h. El otro 50% de la probabilidad acumulada es para los eventos de duración mayor a 60 h y hasta 180h.



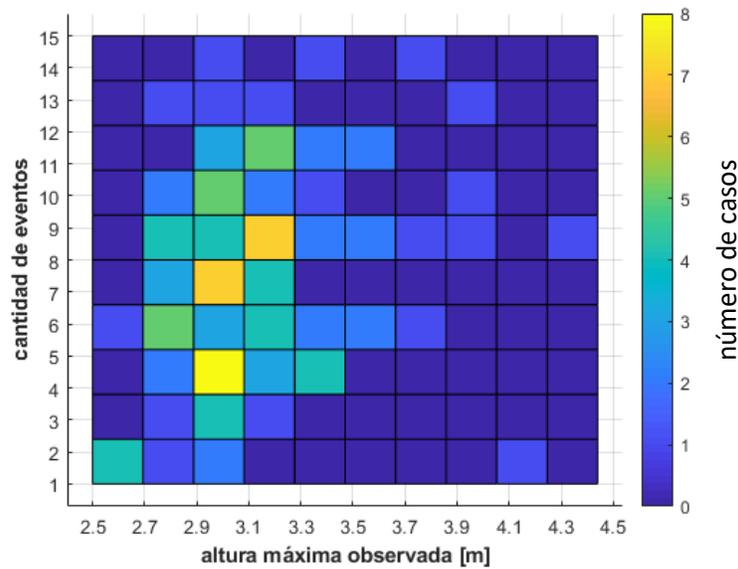
*Figura 59- Histograma de probabilidades acumuladas de la duración máxima de eventos anuales de ODT positivas.*

Por otra parte, para conocer si los eventos de ODT positivas que más larga duración tienen se relacionan con los que registran alturas máximas, se analiza la correlación entre ambas variables, y se encuentra una correlación positiva con el 5% de nivel de significancia ( $\rho=0,2447$  y  $p=0,0084$ ). Si el valor  $p$  es inferior a  $0,05$ , entonces la correlación  $\rho$  entre las dos variables es significativamente diferente de cero.  $\rho$  es llamado coeficiente de correlación lineal de Pearson, mientras que  $p$ , conocido como valor  $p$  representa la probabilidad de que el valor observado sea igual o más extremo que un cierto valor, asumiendo que la hipótesis nula es cierta. Asimismo, se presenta en la Figura 60 el histograma bivariado, donde se observa que la mayor cantidad de eventos para todo el registro (12) tuvo lugar con una duración de entre 50 h y 65 h, en el rango de alturas definido entre 2,9 m y 3,1 m. Este tipo de combinación denota eventos con posibilidad de causar consecuencias más severas. Y notemos nuevamente que los eventos con alturas máximas más probables superan la cota de aviso de alerta para la Ciudad de Buenos Aires (2,7 m). También se observa que lo más frecuente es que ocurran eventos con alturas entre 2,7 m y 3,3 m y que duren entre 35 h y 65 h.



*Figura 60- Histograma bivariado de la máxima altura observada y la duración máxima de eventos de ODT positivas*

La correlación entre la cantidad anual de eventos de ODT positivas y la máxima altura observada también resultó positiva con una significancia del 5%. Los valores de rho y p son 0,2968 y 0,0013 respectivamente. El histograma bivariado de estas dos variables se muestra en la Figura 61. Allí se ve que en 8 ocasiones (el máximo valor) a lo largo de todo el registro hubo entre 4 y 5 eventos con una altura máxima de entre 2,9 m y 3,1 m, seguido de 7 ocasiones en que se registraron entre 7 y 8 eventos con esas mismas alturas, y también 7 años que registraron entre 8 y 9 eventos con alturas máximas de entre 3,1 m y 3,3 m. También se identifica que es la franja entre 1 y 12 eventos anuales y entre 2,5 m y 3,3 m la que presenta los valores más frecuentes.



*Figura 61- Histograma bivariado de la máxima altura observada y la cantidad anual de eventos de ODT positivas*

El histograma bivariado que relaciona la duración máxima de los eventos y la cantidad anual de todo el registro, se presenta en la Figura 62. Como se observa, existen 9 años del período estudiado en que ocurrieron entre 8 y 9 eventos con una duración de entre 35 h y 50 h, siendo el máximo valor para esta combinación de variables. La correlación entre ellas resultó positiva, registrando un valor de rho de 0,3181 y de p de  $5,325e^{-4}$ . También se destacan 6 años en los que ocurrieron entre 5 y 6 eventos con duración de entre 40 h y 50 h, y otros 6 años en los que ocurrieron entre 8 y 9 eventos con duración de entre 60 h y 70 h.

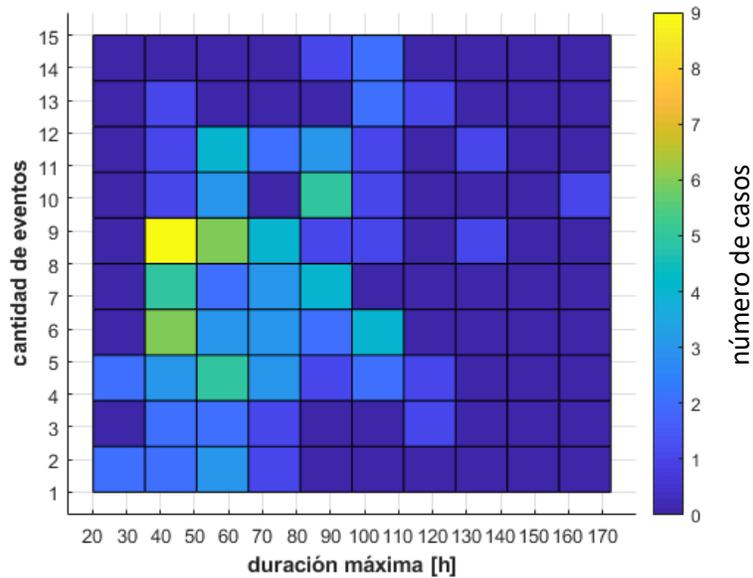


Figura 62- Histograma bivariado de la duración máxima y la cantidad anual de eventos de ODT positivas

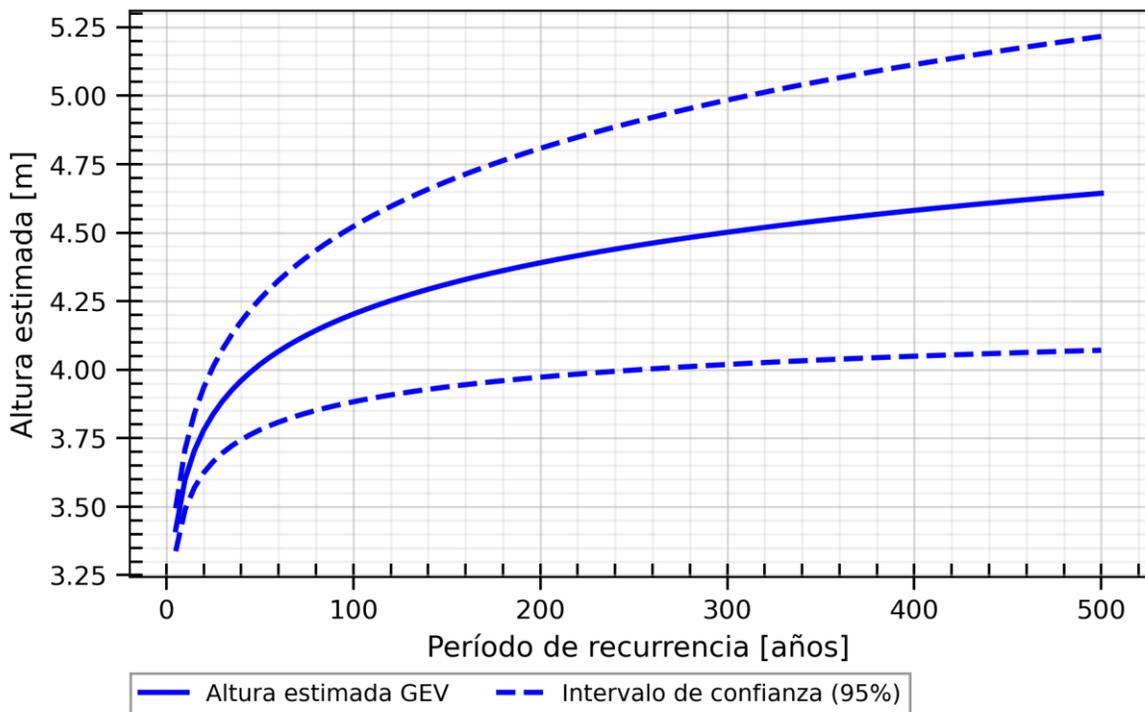
## 5.5 Análisis de períodos de retorno para eventos extremos

En la Figura 63 se encuentran graficados los períodos de retorno entre 1 y 500 años con sus respectivos intervalos de confianza del 95%, para las alturas estimadas de acuerdo a las máximas alturas anuales observadas entre 1905 y 2021. Si tenemos en cuenta la mayor altura registrada en todo el período, que fue de 4,44 m en el año 1940, su recurrencia es de 240 años, 25 años menor que la obtenida por D'Onofrio et al. (1999). Siendo que el método de cálculo es similar, la diferencia puede atribuirse a haber tomado un período de análisis más largo en el que se evidencian los cambios introducidos en las últimas décadas relacionados con el cambio climático y el aumento del nivel medio del río. Es esto a lo que se refiere D'Onofrio et al. (1999, p.1694) cuando menciona que los niveles del río irán siendo más críticos en el futuro y de allí la importancia de seguir monitoreando el nivel del agua en las estaciones mareográficas. El segundo evento en importancia por la máxima

altura registrada, corresponde al ocurrido en 1989, el cual registró 4,07 m. Para ese valor, el período de retorno es de tan solo 60 años. En el caso de la media de la altura máxima observada, cuyo valor es de 3,12 m (0,42 m más elevado que el valor de alerta por crecida definido para la Ciudad de Buenos Aires) la recurrencia tiende a cero.

Por su parte, los períodos de retorno de 50 y 100 años se corresponden con alturas de 4,02 m y 4,20 m respectivamente y se encuentran por debajo de la máxima altura del evento más severo del registro (el de 1940, con 4,44 m).

### BUENOS AIRES 1905-2021



*Figura 63- Períodos de retorno de alturas de nivel del río para la Ciudad de Buenos Aires y sus intervalos de confianza, hasta 500 años, obtenidos mediante el modelo BM-GEV.*

En la Tabla 1 se muestran los tiempos de recurrencia para niveles extremos entre 3,42 m y 4,32 m.

Tiempo de recurrencia (años)	Valor extremo (m)
5	3,42 ± 0,08
15	3,70 ± 0,13
50	4,0 ± 0,22
155	4,32 ± 0,38

*Tabla 1- Períodos de recurrencia para valores extremos entre 3,42 m y 4,32 m.*

## **6. Conclusiones y trabajos futuros**

Las ODT han ido modificando sus características a lo largo de los últimos casi 120 años, y particularmente en los últimos 60. Esos cambios creemos que están forzados principalmente por el Cambio Climático y sus efectos. Por un lado, el aumento del nivel medio del río como consecuencia del aumento de las temperaturas es un factor que imprime cambios, pero como se vio no es la única causa de la variabilidad encontrada. Si bien las ODT se desarrollan sobre la superficie del nivel medio del río, las modificaciones de este último no influyen en las variables analizadas de igual forma. El análisis de tendencias realizado sobre las variables: cantidad de eventos, altura observada máxima, duración máxima y duración media y permanencia máxima y permanencia media, muestra una aceleración al pasar del período P1 al período P2. En el caso de las alturas de ODT las tendencias resultan despreciables. La tendencia de la cantidad de eventos anuales pasa de 0,0117 en el período P1 a 0,1435 en el P2, lo que representa un aumento de un orden de magnitud. La tendencia de la duración máxima de cada evento aumenta de 0,0187 horas/año a 0,3557 horas/año, registrándose también un orden de magnitud en el aumento de la tendencia de esta variable al pasar del período P1 al P2. Por su parte, la duración media revierte su tendencia de -0,0327 horas/año a 0,018 horas/año entre un período y el otro. Estas aceleraciones se pueden explicar en parte por la tendencia positiva del nivel medio del río. Pero no

toda la variabilidad encuentra allí su causa, ya que, como se vio al remover la tendencia del nivel medio del río, si bien la cantidad de eventos anuales disminuyó apenas respecto de haberla considerado, se sigue manteniendo la tendencia en aumento. Remarquemos además que, en el caso de la tendencia del nivel medio, ésta se duplica al pasar de un período al otro, mientras que la cantidad de eventos se incrementa en un orden de magnitud. Y más aún, la tendencia de la duración y la permanencia de dichos eventos en el período P2 aumenta al hacer el análisis quitando la tendencia del nivel medio del río. Estos hechos, que se apartan del comportamiento del nivel medio del río, sugerirían una modulación relacionada con un cambio a nivel atmosférico y de los vientos. Por otro lado, la tendencia de la altura máxima observada (0,0027 m/año) tiene su correlato en la tendencia del nivel medio (0,0023 m/año) en el período P2. Y finalmente la altura de las ODT que no muestran tendencia en ningún período y en ningún escenario (con o sin tendencia del nivel medio del río incluidas en los residuos), refuerzan la idea que los cambios encontrados para los eventos de ODT no pueden ser explicados en su totalidad ni directamente por el aumento del nivel medio del río. El hecho que las alturas de las ODT no presenten tendencia podría deberse a la interacción del fenómeno con la marea astronómica que podrían compensarse entre sí y mantener los residuos en niveles similares.

Del análisis estacional se recoge que, si bien los eventos de ODT con duraciones máximas tienen lugar en el período invernal cuando se tienen en cuenta los 117 años de observaciones, en los últimos años son los eventos primaverales los que muestran duraciones más prolongadas. De aquí que sería importante continuar observando este patrón para saber si se trata de una tendencia o de un ciclo y si se relaciona con posibles cambios en procesos atmosféricos ya estudiados o no, que a su vez podrían relacionarse con el forzante del cambio climático. Así como se ha visto que El Niño-Oscilación del Sur es un ejemplo en el que los modos climáticos naturales desencadenan una mayor probabilidad de inundaciones costeras debido a ODT (Muis et al. 2018; Merrifield et al. 1999; Menéndez y Woodworth 2010), se subraya la importancia de relacionar los resultados aquí obtenidos con estudios climáticos de la región que puedan explicar las variaciones aquí encontradas. La

importancia de poder determinar si el comportamiento observado para los eventos de ODT que no se explican por el aumento del nivel medio del río, se pueden relacionar con la circulación atmosférica como consecuencia del cambio climático causado por acciones antropogénicas, reside en un aporte para la mejor comprensión del fenómeno y además para concientizar y actuar en ese sentido y de esa forma, mitigar sus efectos. Estacionalmente, la cantidad de eventos entre el período P1 y P2 no muestra diferencias en el verano y el otoño, mientras que sí se ve un aumento en el caso del invierno y especialmente de la primavera. Es decir que es el comportamiento de estas estaciones el que regula la tendencia en aumento encontrada para la cantidad de eventos anuales. Además, el patrón estacional resultó ser el mismo para las series que conservan la tendencia de aumento del nivel medio como para las que no lo hace, si bien con valores más bajos para los datos obtenidos a partir de estas últimas series.

En la perspectiva decenal se destaca la última década del período estudiado (2012-2021) que casi duplica la cantidad de eventos anuales (136), respecto de las dos primeras 1903-1912 y 1913-1922 que registran 67 y 64 eventos anuales cada una. En cuanto a la máxima altura observada en las últimas cuatro décadas se observa un decrecimiento paulatino entre 4,07 m y 3,32 m, a pesar de que, como se vio, en el período P2 esta variable registra casi la misma tendencia en aumento que el nivel medio del río. Este patrón se repite para la altura máxima de ODT y se invierte en el caso de la máxima duración, ya que para las últimas 4 décadas tiene lugar un aumento que va de 109,42 h a 133, 83 h, contrario a lo que ocurre con la tendencia anual al considerar todo el período P2.

Del estudio estadístico se destaca que es más probable que ocurran 15 eventos anuales (el máximo registrado) a que solamente ocurran 2, y que lo más probable es que en un año haya 7 eventos (16%). Por otro lado, existe un 50% de probabilidad que las alturas máximas se encuentren por encima de 2,8 m, cuando el aviso de alerta para la Ciudad de Buenos Aires está fijado para una cota de 2,7 m de altura. Los eventos que pueden acarrear consecuencias más severas son aquellos que tienen alturas más elevadas y duran más tiempo, y en este sentido

ambas variables resultaron correlacionadas positivamente con el 95% de nivel de confianza. Una correlación positiva de dos variables significa que el aumento de una implica el aumento de la otra.

En cuanto a los períodos de retorno es remarcable que los correspondientes a 50 y 100 años se corresponden con alturas de 4,02 m y 4,20 m respectivamente, y que dichas alturas se encuentran por debajo de la máxima altura (4,44 m) del evento más severo del registro, ocurrido en 1940.

La recopilación de información de las obras hidráulicas y la gestión de riesgo de anegamientos e inundaciones denota una cierta desarticulación entre las medidas tomadas al respecto, los tiempos transcurridos en la aplicación de dichas medidas y las consecuencias que han provocado las ODT en la Ciudad de Buenos Aires a lo largo de los años. El tipo de medidas tomadas (entubamientos, canalizaciones, terraplenes y defensas) muestra en muchos casos un desconocimiento acerca de la gestión integrada de cuencas hídricas. Por ello, resulta de trascendental importancia la coproducción de conocimientos de las Instituciones y el acceso a la información para garantizar mecanismos de participación en los sistemas integrados de gestión de riesgo (Merlinsky y Tobías, 2015, p6). Sin embargo, por ejemplo la Ciudad no lleva una estadística (o no se encuentra disponible) de los eventos de inundación y anegamiento por fecha y barrio, con un recuento de los daños. En este sentido, es esencial el acceso a la información. Aparece cierta falta de coordinación y estrategias claras, con ausencia de participación transdisciplinaria que atienda y revise todas las aristas del fenómeno natural. Se presenta como un gran desafío alcanzar esta meta. Por otro lado, se vislumbra en algunas ocasiones un sesgo en beneficio de proyectos inmobiliarios o emprendimientos privados, cuando debería ser más importante priorizar el bienestar de los ciudadanos, aunque suponga pérdidas (o no ganancias) económicas. Y dicho bienestar no solamente debe contemplar la inundación severa o extrema sino también los potenciales anegamientos y cortes o suspensión de algunos servicios que interrumpen el ritmo de las actividades cotidianas de las personas. Si bien es cierto que las obras llevadas adelante en la Ciudad han mejorado sustancialmente en cuanto a los daños

producidos durante eventos de tormenta, las inundaciones siguen ocurriendo y como se vio, cambiando algunas de sus características. Una gestión responsable debe prever dichos cambios e intentar estar por delante, es decir, evitar los daños y no esperar a que ocurran para tomar medidas, como ha sido frecuente hasta ahora.

También sería importante tamizar los resultados con un enfoque sociológico, para llevar adelante políticas que se identifiquen con las necesidades y las cosmovisiones de aquellos ciudadanos que sufren las consecuencias de las ODT en la Ciudad. Escuchar la voz de los afectados y evaluar sus requerimientos. Por su parte, los vecinos de los barrios más afectados por inundaciones ya han integrado colectivos barriales, mostrando la necesidad de expresarse y de reclamar. Su activismo deja ver las falencias que existen en referencia a la identificación de escenarios de riesgo y a ampliar el debate público.

Como se sabe, el rol clave de los distintos forzantes hidrodinámicos en las interacciones físicas dentro de las zonas estuarinas como el RdP sigue siendo poco conocido y no está plenamente resuelto por la modelización numérica. Por eso los resultados aquí encontrados son útiles no solamente como herramienta para definir el diseño de obras de infraestructura y la implementación de medidas no estructurales y políticas de prevención, sino también como parte de un monitoreo hidrodinámico del entorno de la Ciudad de Buenos Aires, que sirva para la construcción de un futuro sustentable. Además, dichos resultados también podrán ser de utilidad para validar modelos de ODT y para entrenar redes neuronales eficaces para complementar u optimizar los pronósticos de alturas extremas con potencial riesgo de inundaciones.

Finalmente, dentro de una mirada más amplia, se propone para trabajos futuros la aplicación de metodologías del estado del arte actual que aparecen como novedosas. En ese sentido se destaca el método aplicado por Lobeto et al. (2018) para el análisis de ODT en base a datos de altimetría satelital, los cuales son de acceso libre y tienen cobertura global e ininterrumpida por más de 30 años. Si bien para el caso del RdP las observaciones satelitales se ven considerablemente

disminuidas por la presencia de las costas del estuario, este tipo de metodología permitiría extender el análisis a otras localizaciones y arribar a una idea más acabada y precisa del fenómeno de ODT que no solamente afectan a la Ciudad de Buenos Aires sino también a varias localidades de litoral marítimo de nuestro país.

Las consecuencias del calentamiento global ya están presentes en los escenarios actuales. Las ODT van a seguir ocurriendo y el crecimiento demográfico también. Por lo tanto, la única opción que nos queda es enfocarnos en que dicho crecimiento sea sustentable, trabajando transdisciplinariamente y entendiendo a los fenómenos no como físicos o sociales exclusivamente, sino como una combinación de todas las miradas con intervención de todos los actores involucrados.

## 7. Bibliografía

- Alsaaq F., Kuhn M., El-Mowafy A., Kennedy P. (2016). *Filtering methods to extract the tide height from Global Navigation Satellite Systems (GNSS) signals for Hydrographic applications. HYDRO 2016, Rostock-Warnemünde, Germany, 08 – 10 November 2016*
- Aradas, R. (2010) *Las inundaciones en Buenos Aires. Mesa 2: Las Propuestas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina, 28 de abril de 2010.
- Aradas, R. (2014). *Inundabilidad. Jornadas Inundaciones Urbanas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina.
- Arauz, M., Ferrarazzo, A., Gowlad, M., de Frondizi, C.M. (2002). *Uso Sostenible de la Ribera Metropolitana*. En El Río de la Plata como territorio. Ediciones Infinito, FADU y FURBAN.
- Bienales de Arquitectura. (2022). *Archivo de las Bienales de Arquitectura*. <http://www.bienalesdearquitectura.es/index.php/es/i-biau/6605-i-biau-argentina-finalista-control-de-inundaciones-en-la-boca-y-barracas.html>
- Bouwer, L. M. (2011). Have disaster losses increased due to anthropogenic climate change? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 6, 791–793.
- Briche, E., Murgida, A., Gatti, I., Falco, M., Robledo, F.A., Moreira, D., Duville, M., Partucci, H., Amato, B., Re, M., Storto, L., Lecertua, L., Kazimierski, L., Saucedo, M., Campetella, C. (2014). *De la reflexión epistemológica a la construcción de un*

- SIG multi-fuentes operacional. Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos – IFRH 2014*, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina.
- Cartwright, D.E. (1985). Tidal prediction and modern time scales. *International Hydrographic Review*, LXII (1), 127-138.
- Chambers, R. (1989). Editorial introduction: vulnerability, coping and policy. *Institute of Development Studies Bulletin*, 20, 1-7.
- Coles, S., Bawa, J., Trenner, L., Dorazio, P. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer. Vol 208.
- Cornistein R., Fiore M., D'Onofrio E., Grismeyer W., Oreiro F. (2013). *Desarrollo de algoritmos para el cálculo de extremos del nivel del mar utilizando métodos paramétricos – Una aplicación en la Antártida*. Informe Técnico N° 01/13, Departamento Oceanografía del Servicio de Hidrografía Naval, 38p.
- Cutter, S., Boruff B., Lynn W. S. (2003). Social Vulnerability to Environmental Hazards. *Social Science Quarterly*, 84(1), 242-261.
- D'Onofrio, E., Fiore, M.M.E., Romero, S. (1999). Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, 19, 1681-1693.
- D'Onofrio, E.E., Fiore, M.M.E., Valladares, J.A. (2002). Mareas e inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires. *Ciencia Hoy*, 12(67), 1-12.
- D'Onofrio E.E., Fiore M.E., Pousa J.L. (2008). Changes in the regime of storm surges in Buenos Aires, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 24,1A, 260-265.
- D'Onofrio E.E., Oreiro F.A., Grismeyer W.H., Fiore M.M. E. (2016). Predicciones precisas de marea astronómica calculadas a partir de altimetría satelital y observaciones costeras para la zona de Isla Grande de Tierra del Fuego, Islas de los Estados y Canal de Beagle. *GEOACTA*, 40(2), 60-75.
- D'Onofrio E.E., de Azkue M.F., Grismeyer W.H. (2021). *Cálculo de factores nodales y argumentos de equilibrio utilizando las nuevas escalas de tiempo*. Informe Técnico N° 07/21, Departamento Oceanografía del Servicio de Hidrografía Naval, 26p.
- D'Onofrio E.E., de Azkue M.F., Grismeyer W.H. (2022). *Predicciones de marea y cálculo de estadísticos en lenguaje Python 3*. Informe Técnico N° 04/22, Departamento Oceanografía del Servicio de Hidrografía Naval, 67p.
- Dadon, J.R. (2020). Procesos de configuración de frentes urbanos costeros: La ribera de Buenos Aires (Argentina). *Investigaciones Geográficas*, (74), 223-243, <https://doi.org/10.14198/INGEO2020.D>

- de Azkue, M.F. y Fiore, M.M.E. (2021). Análisis de la tendencia relativa del nivel medio del Río de la Plata entre 1905 y 2020. *Terra Mundus*, 8(1), 1-12.
- De Kleermaeker S., Verlaan, M., Mortlock, T., Rego, J. L., Irazoqui Apececeja, M., Yan, K., Twigt, D. (2017). *Global-to-local scale storm surge modelling on tropical cyclone affected coasts. Coasts & Ports 2017 Conference*, Cairns, 21-23 June 2017.
- Di Pace, M., Federovisky, S., Hardoy, J., Mazzucceli, S. (1992). *Medio ambiente urbano en la Argentina*. Centro Editor de América Latina.
- Dinapoli, M. G., Simionato, C. G., Moreira, D. (2017). Model sensitivity for the prediction of extreme sea level events at a wide and fast-flowing estuary: the case of the Río de la Plata. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-18.
- Dirección Nacional de Control de Puertos y Vías Navegables. (19 de octubre de 2022). *Boletín Fluvial*. [https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/2018/04/boletin\\_fluvial\\_42\\_22.pdf](https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/2018/04/boletin_fluvial_42_22.pdf)
- Dolan R., Davis R.E. (1992). An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*, 8, 352–364.
- Dullaart, J.C., Muis, S., Bloemendaal, N., Chertova, M.V., Couasnon, A, Aerts, J.C. (2021). Accounting for tropical cyclones more than doubles the global population exposed to low-probability coastal flooding. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 1-11.
- Edmonds, D.A., Caldwell, R.L., Brondizio, E.S., Siani, S.M. (2020). Coastal flooding will disproportionately impact people on river deltas. *Nature communications*, 11(1), 1-8.
- Ereño, C. E. (2002). *Climatología en la cuenca*. En El Río de la Plata como territorio. Ediciones infinito, FADU y FURBAN.
- Escobar, G., Vargas, W., Bischoff, S. (2004). Wind tides in the Rio de la Plata estuary: meteorological conditions. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(9), 1159-1169.
- Escobar, G.; Camilloni, I., Barros, V. (2003). *Desplazamiento del anticiclón subtropical del Atlántico sur y su relación con el cambio de vientos sobre el estuario del Río de la Plata*. *Anales de II Congreso Cubano de Meteorología y X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*. Sociedad Meteorología de Cuba (SOMETCUBA) y Federación Latinoamericana e Ibérica de Sociedades de Meteorología (FLISMET) La Haba, Cuba, marzo 2003.
- Falco, M., Robledo, F.A., Moreira, D., Briche, E., Murgida, A., Gatti, I., Duville, M., Partucci, H., Amato, B., Re, M., Storto, L., Lecertura, E., Kazimierski, L., Saucedo,

- M., Campetella, C., (2014). *La meteorología y la oceanografía en el sistema de alerta por inundación. Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos – IFRH 2014*, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina.
- Fatala, A. (2010). *Las inundaciones en Buenos Aires. Mesa 1: El problema- Las causas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina, 28 de abril de 2010.
- Flather, R.A.; Trevor, B.; Woodworth, P.; Vassie, I., Blackman, D. (2001). *Integrated effects of climate changes on coastal extreme sea levels*. Proudman Oceanographic Laboratory. Internal Document, Liverpool, UK, No. 140, 20p.
- Fox-Kemper, B., Hewitt, H.T., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S.S., Edwards, T.L., Golledge, N.R., Hemer, M., Kopp, R.E., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I.S., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Slangen, A.B.A., Yu, Y. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. En V. Masson-Delmotte, , Zhai, P. Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I, Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfeld T., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press (págs. 1211–1362). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>.
- Gan, A.P., Rao, B.V. (1991). Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293-1302.
- García-Vesga, M. C. y Domínguez-de la Ossa, E. (2013). *Desarrollo teórico de la Resiliencia y su aplicación en situaciones adversas: Una revisión analítica*. Revista Latinoamericana de Ciencias Sociales, Niñez y Juventud, 11 (1), 63-77.
- Gilbert, C. (2006). La vulnérabilité, une notion à explorer. *Pour la Science*, 51, 116–120.
- Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires. (2022). *La Ciudad de Buenos Aires y sus aspectos hídricos*. <https://www.buenosaires.gob.ar/desarrollourbano/desarrollo/planes/antecedentes>.
- González, S. (2010). *Las inundaciones en Buenos Aires. Mesa 1: El problema- Las causas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina, 28 de abril de 2010.
- Goring, D. G., Stephens, S. A., Bell, R. G., Pearson, C. P. (2011). Estimation of Extreme Sea Levels in a Tide-Dominated Environment Using Short Data Records. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 137–3.
- Gorry, P.A. (1990). General least-squares smoothing and differentiation by the convolution (Savitzky–Golay) method. *Analytical Chemistry*, 62 (6), 570–573.

- Graff, J. (1981). An investigation of the frequency distributions of annual sea level maxima at ports around Great Britain. *Estuarie, Coastal and Shelf Science*, 18, 389-449.
- Guaresti, M.E. (2010). *Las inundaciones en Buenos Aires. Mesa 1: El problema- Las causas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina, 28 de abril de 2010.
- Guimaraes, R. (2003). *Tierra de sombras: Desafíos de la sustentabilidad y del desarrollo local ante la globalización*. Series Medio Ambiente y Desarrollo. División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos. Recuperado de <http://www.eclac.org/publicaciones/xml/3/13883/lcl1965.pdf>.
- Güneralp, B., Güneralp, I., Liu, Y. (2015), Changing global patterns of urban exposure to flood and drought hazards. *Global Environmental Change*, 31, 217–225. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.002>.
- Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J., Corfee-Morlot, J. (2013). Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3, 802–806.
- Herzer, H.M., Clichevsky, N., (2001). Perspectiva histórica: Las inundaciones en Buenos Aires. *Disaster Risk Management Working Paper Series*, 3, The World Bank.
- Hinkel, J. (2014). Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proceedings National Academy Science*, 111, 3292–3297
- Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D., Noguera, M., van der Linden, P., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. (Eds.) (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Idier, D., Bertin, X., Thompson, P., Pickering, M. D. (2019). Interactions between mean sea level, tide, surge, waves and flooding: mechanisms and contributions to sea level variations at the coast. *Survey Geophysics* 40, 1603– 1630. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09549-5>.
- Jacks, E., Davidson, J., Wai, H.G, Dupuy, C., Tutis, V., Scharfenberg, K. (2010). Directrices sobre sistemas de alerta temprana y aplicación de predicción inmediata y operaciones de aviso. *OMM, SMO-21, WMO/TD No.1559*
- Jaime, P. (2002). Análisis del régimen hidrológico de los Ríos Paraná y Uruguay, *Protección Ambiental Del Rio de La Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats*, 53, 160.
- Jenkinson, A.F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81, 158 -172.

- Jongman, B., Ward, P. J., Aerts, J. C. J. H. (2012). Global exposure to river and coastal flooding: long term trends and changes. *Global Environmental Change*, 22, 823–835.
- Kirezci, E., Young, I.R., Ranasinghe, R., Muis, S., Nicholls, R.J., Lincke, D., Hinkel, J. (2020). Projections of global-scale extreme sea levels and resulting episodic coastal flooding over the 21st Century. *Scientific reports*, 10(1), 1-12.
- Knippertz, P., Ulbrich, U., Speth, P. (2000). Changing cyclones and surface wind speeds over the north Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, 15(2), 109–122.
- Kordestani H., Zhang C. (2020). Direct use of the Savitzky–Golay Filter to develop an output-only trend line-based damage. *Sensors*. <https://www.researchgate.net/publication/340409294>, <https://doi.org/10.3390/s20071983>
- Kron, W. (2013). Coasts: The high-risk areas of the world. *Natural Hazards*, 66, 1363–1382. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0215-4>.
- Laignel, B., Vignudelli, S., Almar, R., Becker, M., Bentamy A., Beneviste, J., Birol, F., Frappart, F., Idier, D., Salameh, E., Passaro, M., Menende, M., Simard, M., Turki, E. I., Verpoorter, C. (2023). Observation of the coastal areas, estuaries and deltas from space. *Surveys in Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09757-6>
- Lambert, S. (2004). Changes in winter cyclone frequencies and strengths in transient enhanced greenhouse warming simulations using two coupled climate models, *Atmosphere- Ocean*, 42, 173–181
- Lavell, A. (1996). Degradación ambiental, riesgo y desastre urbano. Problemas y conceptos: hacia la definición de una agenda de investigación. En M. A. Fernández y L. Rodríguez (Eds.). *Ciudades en riesgo. Degradación Ambiental, Riesgos urbanos y Desastres en América Latina* (págs..21-60). Perú: Red de Estudios en Prevención de desastres en América Latina.
- Lobeto, H., Menéndez, M., Losada, I.J. (2018). Toward a methodology for estimating coastal extreme sea levels from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research Ocean*, 123(11), 8284–8298. <https://doi.org/10.1029/2018JOC014487>
- Luo J., Ying K., Bai J. (2005). Savitzky–Golay smoothing and differentiation filter for even number data. *Signal Processing*, 85, 1429–1434.
- Luz Clara, M., Simionato, C. G., D'Onofrio, E., Fiore, M., Moreira, D. (2014). Variability of tidal constants in the Río de La Plata estuary associated to the natural cycles of the runoff. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 148, 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.07.002>

- Marcos, M., Calafat, F.M., Berihuete, A., Dangendorf, S. (2015). Long-term variations in global sea level extremes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 8115–8134. <https://doi.org/10.1002/2015JC011173>.
- Mawdsley R.J., Haigh I.D. (2016). Spatial and temporal variability and long-term trends in skew surges globally. *Frontiers in Marine Science*, 3-29, <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00029>.
- McGranahan, G., Balk, D., Anderson, B. (2007). The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and urbanization*, 19(1), 17-37.
- Meccia, V.L., Simionato, C.G., Fiore, M.M.E., D'Onofrio, E., Dragani, W. (2009). Sea surface height variability in the Río de la Plata Estuary from synoptic to inter-annual scales: results of numerical simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.08.024>.
- Meccia, V.L., Simionato, C.G., Guerrero, R. (2013). The Río de la Plata Estuary response to wind variability in synoptic time scale: salinity fields and breakdown and reconstruction of the salt wedge structure. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 61-77. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00063.1>.
- Merlinsky, M.G y Tobías, M.A. (2015). *Inundaciones en Buenos Aires. ¿Cómo analizar el componente institucional en la construcción social del riesgo? L'ordinaire des Ameriques*. <https://doi.org/10.4000/orde.1885>
- Merlinsky, M.G. y Tobías, M.A. (2016). Inundaciones y construcción social del riesgo en Buenos Aires. Acciones colectivas, controversias y escenarios de futuro. *Cuadernos del Cendes*, 33(91), 45-63.
- Ministerio de Desarrollo Urbano de la Ciudad de Buenos Aires. (2009). *Modelo Territorial Buenos Aires 2010-2060*. Mauricio Macri, M., Chain, D., Lostri, H. Editores.
- Mkhandi, S., Opere, A. O., Willems, P. (2005). *Comparison between annual maximum and peaks over threshold models for flood frequency prediction. International conference of UNESCO Flanders FIT FRIEND/Nile project–towards a better cooperation*. Sharm-El-Sheikh, Egypt.
- Moreira, D. y Simionato, C.G. (2019). The Río de la Plata estuary hydrology and circulation. *Meteorológica*, 44(1), 1-30.
- Moreira, D., Briche, E., Falco, M., Robledo, F.A., Murgida, A., Gatti, I., Duville, M., Partucci, H., Re, M., Lecertura, E., Kazimierski, L., Etala, P., Campetella, C., Ruiz, J., Vera, C., Saulo, C., Simionato, C., Saraceno, M., Luz Clara, M., D'Onofrio, E., Dragani, W., Bertolotti, M., Saucedo, M., Vidal, R. (2014). Tools for the contribution in risk and disaster management due to southeasterly winds and

- precipitation floods in “La Ribera” district, Buenos Aires province, Argentina. *Coastal Risks: Hazards, Issues, Representations, Management*, 244-251.
- Mouriño, M. (2014). *El Plan Director de ordenamiento hidráulico y control de inundaciones de la Ciudad de Buenos Aires. Inundabilidad*. Jornadas Inundaciones Urbanas. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina.
- Muis, S., Verlaan, M., Nicholls, R. J., Brown, S., Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Scussolini, P., Winsemius, H. C., Ward, P. (2017). A comparison of two global datasets of extreme sea levels and resulting flood exposure. *Earth's Future*, 5, 379-392. <https://doi.org/10.1002/2016EF000430>.
- Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H.C., Aerts, J.C.J.H., Ward, P.J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nature Communications*, 7(1), 51-69. <https://doi.org/10.1038/ncomms11969>
- Nabel, P.E, Caretti, M., Becerra Serial, R. (2008). Incidencia de aspectos naturales y antropicos en los anegamientos de la ciudad de Buenos Aires. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 10(1), 37-53.
- Nicholls, R.J. (2006). Storm surges in coastal areas. En M. Arnold, R.S. Chen, U. Deichmann, M. Dilley, A.L LernerLam, R.E. Pullen, Z. Trohanis (Eds.), *Natural Disaster Hotspots Case Studies* (págs. 79-108) The World Bank Hazard Management Unit, Disaster Risk Management Series, 6.
- Nicholls, R.J., Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328, 1517–1520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>.
- Nnamchi, H.C., Li, J., Anyadike, R.N.C. (2011). Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *Journal of Geophysical Research Atmos*, 116, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2010JD015579>
- Noye, B.J. (1974a). Tide-well systems I: some non-linear effects of the conventional tide well. *Journal of Marine Research*, 32(2), 129-135.
- Noye, B.J. (1974b). Tide-well systems II: the frequency response of a linear tide-well system. *Journal of Marine Research*, 32(2), 155-181.
- OECD (2005) OECD annual report, 45th anniversary, p 147
- Orfanidis S.J. (2010). *Introduction to Signal Processing*. Rutgers University. <https://www.ece.rutgers.edu/~orfanidi/intro2sp/orfanidis-i2sp.pdf>.
- Pan, X. y Rahman, A. (2021). Comparison of annual maximum and peaks-over-threshold methods with automated threshold selection in flood frequency analysis: a case study for Australia. *Natural Hazards*, 1-26. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-216479/v1>.

- Peltier, W.R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ice-5G (VM2) model and Grace. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 32, 111 – 149.
- Pereyra, F.X. (2004). Geología urbana del área metropolitana bonaerense y su influencia en la problemática ambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(3), 394-410.
- Pérez García, R. (2010) *Las inundaciones en Buenos Aires. Mesa 1: El problema- Las causas*. Centro Argentino de Ingenieros, Buenos Aires, Argentina, 28 de abril de 2010.
- Pickands, J. (1975). Statistical inference using extreme order statistics *Annual Statistics*, 3, 119–131.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons Ltd.
- Pugh, D.T, y Woodworth, P. (2014). *Sea-level science: Understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139235778>.
- Re, M. y Menéndez, A.N. (2006), Impacto del cambio climático en las costas del Río de la Plata. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 7(1)25.
- Roustan, J.B., Pineau-Guillou, L., Chapron, B., Raillard, N., Reinert, M. (2022). Shift of the storm surge season in Europe due to climate variability. *Nature Portfolio, Scientific Report*, 12:8210. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12356-5>
- Santamaria Aguilar, S. (2020). *Analysis of trends and variability of water levels*. Dissertation in fulfilment of the requirements for the Degree “Dr. rer. Nat.” of the Faculty of Mathematics and Natural Sciences at the Christian-Albrechts University of Kiel
- Santamaria-Aguilar, S., Schuerch, M., Vafeidis, A.T., Carretero, S.C. (2017) Long-term trends and variability of water levels and tides in Buenos Aires and Mar del Plata, Argentina. *Frontiers in Marine Science*, 4:380. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00380>
- Santoro, P. E., Fossati, M., Piedra-Cueva, I. (2013). Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. *Continental Shelf Research*, 60, 51-63.
- Savitzky A. y Golay M.J.E. (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least-squares procedures. *Analytical Chemistry*, 36 (8), 1627–1639.
- Schureman, P. (1988) *Manual of Harmonic Analysis and prediction of tides*. United States Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey.

- Sealevel.info. (2022). *Sea-level data analysis and visualization*. [http://www.sealevel.info/MSL\\_graph.php?id=9451600](http://www.sealevel.info/MSL_graph.php?id=9451600)).
- Seluchi, M.E. (1995). Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, 34, 171-186.
- Seluchi, M.E. y Saulo, A.C. (1996). Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. *Australian Meteorology Magazine*, 47, 309-320.
- Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M. (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- Servicio de Hidrografía Naval (SHN). (2022). *Avisos, Alertas y Ceses Mareológicos para el Río de la Plata*. <http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/AACRIOPLA.asp>
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (13 de octubre de 2022). *El SMN y la gestión para la Reducción del Riesgo de Desastres*. <https://www.smn.gov.ar/noticias/el-smn-y-la-gesti%C3%B3n-para-la-reducci%C3%B3n-del-riesgo-de-desastres>).
- Simionato, C.G., Dragani, W.C., Meccia, V.L., Nuñez, M.N. (2004b). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata Estuary: sensitivity to bathymetry, Earth rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 261-273.
- Simionato, C.G., Dragani, W.C., Nuñez, M.N., Engel, M. (2004a). A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary – Part I M2. *Journal of Coastal Research*, 20, 893-912.
- Small, C. y Nicholls, R.J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584-599.
- Sotiris L. y Kontoni D. L. (2012). *Analyzing the Flood Risk in Mediterranean Coastal Areas with a New Methodology. Fifth International Conference from Scientific Computing to Computational Engineering* Athens, Greece <https://www.researchgate.net/publication/281862645>.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Bangert, B., Grill, H. (2000), Tuffs, tectonism and glacially related sea level changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia, *Paleogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 161, 127– 150.
- SwissRe. (2017) *Global Storm Surge Zones*. Recuperado el 25 de enero de 2021 de [https://www.swissre.com/dam/jcr:dedf399f-af17-4061-928fdb8229c1499/industry\\_first\\_global\\_storm\\_surge\\_zones.pdf](https://www.swissre.com/dam/jcr:dedf399f-af17-4061-928fdb8229c1499/industry_first_global_storm_surge_zones.pdf).

- UNESCO, (2006). *Manual on Sea Level Measurement and Interpretation*. Volume IV: An Update to 2006. Manuals and Guides 14. Intergovernmental Oceanographic Commission. JCOMM Technical Report No. 31.WMO/TD. No. 1339, 80p.
- Vera, C.S., Vigliarolo, P.K., Berbery, E.H. (2002). Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130, 684-699.
- Vitousek, S., Barnard, P. L., Fletcher, C. H., Frazer, N., Eroksom, L., Storlazzi C. D. (2017). Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Scientific Reports*, 7:1399. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>
- Vousdoukas, M.I, Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L.P., Feyen, L. (2018). Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature Communications*, 9:2360. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>
- Wahl, T., y Chambers, D.P. (2015). Evidence for multidecadal variability in US extreme sea level records. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 120, 1527–1544. <https://doi.org/10.1002/2014JC010443>
- Wahl, T., y Chambers, D.P. (2016). Climate controls multidecadal variability in US extreme sea level records. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 121, 1274–1290. <https://doi.org/10.1002/2015JC011057>
- Wilches Chaux, G. (2007). *Brújula, Bastón y Lámpara para trasegar los caminos de la educación ambiental*. Bogotá: Ministerio de Ambiente, vivienda y desarrollo territorial.
- Wong, P.P., Losada, I.J., Gattuso, J-P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K.L., Saito, Y., Sallenger, A. (2014). Coastal systems and low-lying areas. En C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, L.L. White (Eds.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects* (págs. 361-409). Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Wood, M., Haigh, I.D., Quan Quan, L., Hung, N.N., Hoang T.B., Darby, S.E., Marsh, R., Skliris, N., Hirschi, J.J., Nicholls, R.J., Bloemendaal, N. (2022). Climate-induced storminess forces major increases in future storm surge hazard in the South China Sea region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2021-397. <https://doi.org/10.5194/nhess-2021-397>
- Woodruff, J.D., Irish, J.L., Camargo, S.J. (2013). Coastal flooding by tropical cyclones and sea-level rise. *Nature*, 504(7478), 44-52.

Woodworth, P. L., Melet, A., Marcos, M., Ray, R. D., Wöppelmann, G., Sasaki, Y. N. (2019). Forcing Factors Affecting Sea Level Changes at the Coast. *Surveys in Geophysics*, 40, 1351–1397. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09531-1>.

Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P. (2001). Beach erosion potential for severe nor'easters. *Journal of Coastal Research*, 17 (2), 309–321.

## 8.Anexo 1

Nombre y velocidad angular de las ondas componentes de marea utilizadas en los análisis armónicos.

<b>Nombre Onda</b>	<b>Velocidad (°/h)</b>	<b>Nombre Onda</b>	<b>Velocidad (°/h)</b>	<b>Nombre Onda</b>	<b>Velocidad (°/h)</b>
SA	0.041067	M(KS)2	29.025173	2NMKS6	85.945701
SSA	0.082137	MKS2	29.066242	2MN6	86.407938
MSm	0.471521	M2(KS)2	29.148379	2MNKS6	86.490075
MM	0.544375	2SN(MK)2	29.373488	M6	86.952313
MSF	1.015896	LAMBDA2	29.455625	MSN6	87.423834
MF	1.098033	L2	29.528479	MKN6	87.505971
MStm	1.569554	Schu_A52	29.610616	2MS6	87.968208
Mtm	1.642408	Tam_P22_179	29.917867	2MK6	88.050346
Msqm	2.113929	T2	29.958933	2SN6	88.43973
Mqm	2.186782	S2	30	NSK6	88.521867
2Q1	12.854286	R2	30.041067	2SM6	88.984104
SIGMA1	12.92714	K2	30.082137	MSK6	89.066242
Q1	13.398661	MSN2	30.544375	S6	90
RHO1	13.471515	KJ2	30.626512	3MO7	100.895348
O1	13.943036	2KM(SN)2	30.708649	2MNK7	101.449007
MP1	14.025173	2SM2	31.015896	2MSO7	101.911244
M1	14.492052	SKM2	31.098033	3MK7	101.993381
CHI1	14.569548	NO3	42.382765	2(MN)8	114.847668
PI1	14.917865	MO3	42.92714	3MN8	115.392042
P1	14.958931	M3	43.476156	3MNKS8	115.47418
S1	15	SO3	43.943036	M8	115.936417
K1	15.041069	MK3	44.025173	2MSN8	116.407938
PSI1	15.082135	2MQ3	44.569548	2MNK8	116.490075
PHI1	15.123206	S3	45	3MS8	116.952313
THETA1	15.51259	SK3	45.041069	3MK8	117.03445
J1	15.585443	N4	56.879459	MSNK8	117.505971
2PO1	15.974827	3MS4	56.952313	2(MS)8	117.968208
SO1	16.056964	MN4	57.423834	2MSK8	118.050346

OO1	16.139102	MNKS4	57.505971	2M2NK9	129.888736
KQ1	16.683476	M4	57.968208	3MNK9	130.433111
2NS2	26.879459	SN4	58.43973	4MK9	130.977486
2NK2S2	26.961596	KN4	58.521867	3MSK9	131.993381
OQ2	27.341696	MS4	58.984104	4MN10	144.376146
MNS2	27.423834	MK4	59.066242	M10	144.920521
MNK2S2	27.505971	SL4	59.528479	3MNS10	145.392042
2MS2K2	27.803934	S4	60	4MS10	145.936417
2N2	27.895355	SK4	60.082137	2MNSK10	146.490075
MU2	27.968208	MNO5	71.366869	3M2S10	146.952313
N2	28.43973	2MO5	71.911244	4MSK11	160.977486
NU2	28.512583	3MP5	71.993381	M12	173.904625
2KN2S2	28.604004	MNK5	72.464902	4MNS12	174.376146
OP2	28.901967	2MP5	72.92714	5MS12	174.920521
M(SK)2	28.943036	MSK5	74.025173	3MNKS12	175.47418
2MK5	73.009277	3NKS6	85.401326	4M2S12	175.936417
M2	28.984104	2NM6	85.863563		