



INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es

**ESTUDIO DE INUNDACIÓN DEL TRAMO DE COSTA DE LA DESEMBOCADURA
DEL RÍO TORDERA, ENTRE LOS T.T.M.M. DE MALGRAT DE MAR (BARCELONA) Y
BLANES (GIRONA).**



INDICE

1. INTRODUCCIÓN: ZONA DE ESTUDIO Y ASPECTOS GENERALES DE LA METODOLOGÍA APLICADA.....	Pag 1
2. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE LOS INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN PARA EL DISEÑO DEL TEMPORAL.....	Pag 8
2.1. ANÁLISIS DE DATOS DEL OLEAJE Y ESTUDIO DEL CLIMA MARÍTIMO.....	Pag 8
2.2. ANÁLISIS DE DATOS DE LOS MAREÓGRAFOS.....	Pag 24
3. PROPAGACIÓN DEL OLEAJE.....	Pag 30
3.1. PRIMERA FASE: DESDE LA BOYA O PUNTO GEOGRÁFICO FUENTE DE DATOS DE MODELOS NUMÉRICOS, HASTA PROFUNDIDADES INDEFINIDAS, SEGÚN LOS SECTORES PRINCIPALES DE INCIDENCIA.....	Pag 30
3.2. SEGUNDA FASE: DESDE PROFUNDIDADES INDEFINIDAS HASTA PIE DE COSTA.....	Pag 31
4. CÁLCULOS DE RUN-UP Y COTAS DE MÁXIMA INUNDACIÓN.....	Pag 95
5. PLANOS DE LOS RESULTADOS.....	Pag 140



1. INTRODUCCIÓN: ZONA DE ESTUDIO Y ASPECTOS GENERALES DE LA METODOLOGÍA APLICADA

En el presente estudio se obtendrá el límite interior de la máxima inundación calculada sobre la base de datos históricos, en el tramo de costa correspondiente a la desembocadura del río Tordera, entre los T.T.M.M. de Malgrat de Mar (Barcelona) y Blanes (Girona), con una anchura aproximada por línea de costa de 300 m.



INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es



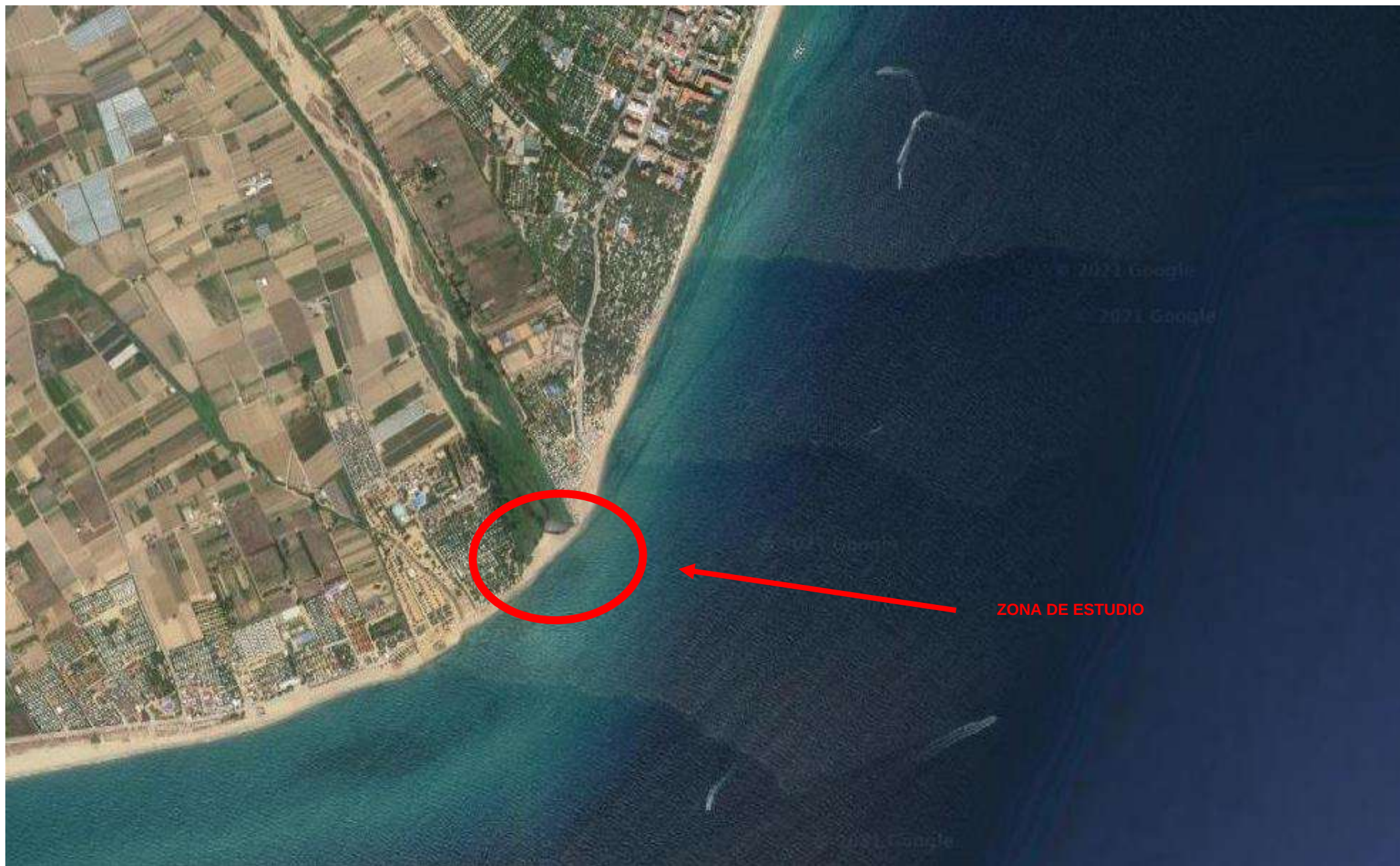


INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es





La determinación del nivel de alcance de oleajes en las distintas tipologías comunes de los frentes de costa, zonas de bajo relieve o playas, por acción de la dinámica marina y meteorológica, resulta un procedimiento complejo, tanto por el gran número de elementos que intervienen en el proceso de inundación, como por la interacción entre dichos elementos.

Teniendo en cuenta aspectos metodológicos elaborados por el anterior Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente en colaboración con el G.I.O.C. (Universidad de Cantabria) para la estimación del oleaje a pie del frente costero, se ha confeccionado un procedimiento con el que se han realizado los estudios para la determinación de la cota de máxima inundación en un tramo de costa de unos 300 metros aproximadamente situado en la desembocadura del río Tordera, entre los T.T.M.M. de Malgrat de Mar (Barcelona) y Blanes (Girona):

- Con carácter general, para el cálculo de cota de máxima inundación sobre el relieve costero ordinario, se considera que el frente de costa está caracterizado en un instante determinado por un nivel de marea (NM) compuesto por la marea astronómica y la marea meteorológica (MA+MM) y una batimetría. Sobre dicho nivel de marea se encuentra el oleaje que, en función de sus características y de la batimetría del frente del litoral, se propaga hacia la costa. Al alcanzar la costa, el oleaje rompe sobre la superficie morfológica del frente, produciéndose un movimiento de ascenso de la masa de agua a lo largo del perfil del elemento morfológico que encuentre en su avance tierra adentro por el perfil emergido que se denomina run-up (RU). Todos estos factores están relacionados entre sí, además de la interacción entre los elementos (oleaje-batimetría-nivel de marea-ascenso). El episodio de alcance de los oleajes y la determinación de dicho nivel en la superficie de las distintas variedades morfológicas de los frentes de costa, podría esquematizarse según el siguiente gráfico:

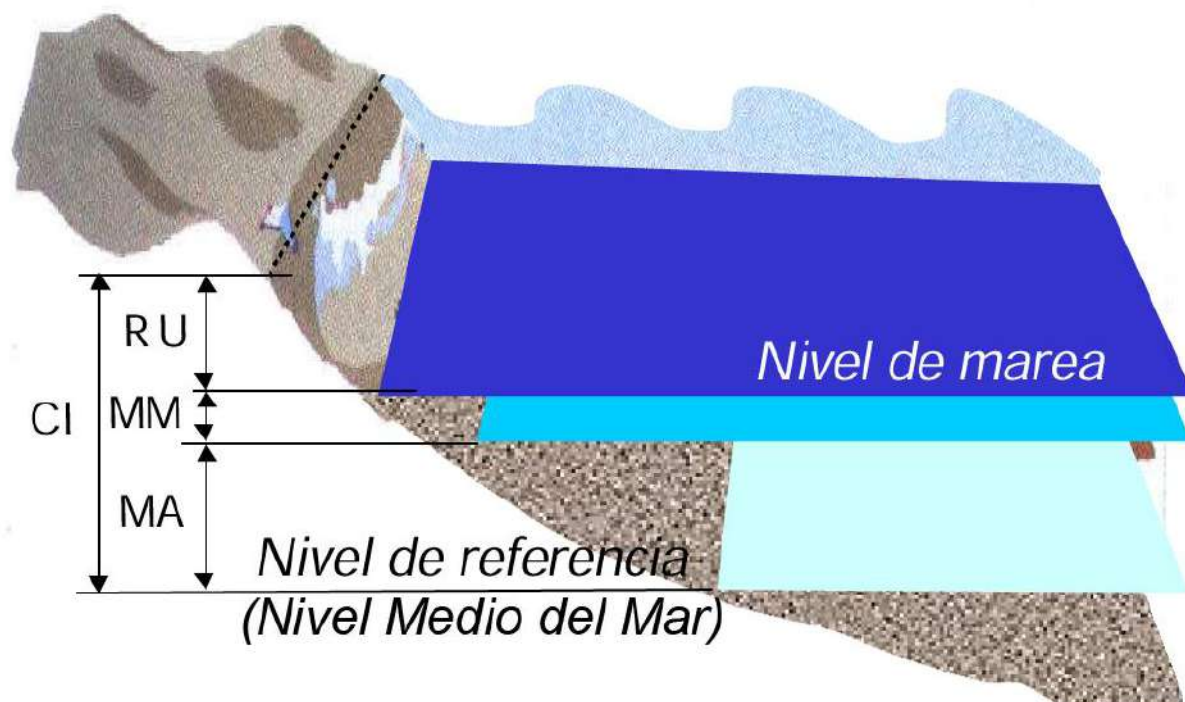


MA: Marea astronómica

MM: Marea meteorológica

RU: *Run-up*

CI: Cota de inundación



- La cota de máximo alcance o cota de inundación CI, se evaluará a partir de los datos procedentes de medidas reales proporcionados por los instrumentos de medición de Puertos del Estado, de los mareógrafos pertenecientes a la Red REDMAR, de las boyas de la Red REDEXT de la costa de la Comunidad Autónoma de Cataluña o en su defecto, de las más cercanas según la disposición de los instrumentos de medición de Puertos del Estado, así como de los datos de los Puntos Simar.
- Los datos de los mareógrafos proporcionarán los niveles de marea astronómica y marea meteorológica (residuo), y los datos de las boyas y puntos Simar proporcionarán los parámetros del suceso de oleaje a partir de los cuales se realizarán los cálculos para la estimación de la sobreelevación por oleaje debida al run-up.



- Con los objetivos anteriores se realizará un análisis de las series históricas de datos reales de oleajes de las boyas de la Red REDEXT y de los Puntos Simar más próximos a la zona de estudio, a partir de los cuales se obtendrán los datos para determinar el temporal que produzca la máxima inundación del período de estudio. Para la determinación del máximo alcance (cota máxima), se realizarán los cálculos y estimaciones del run-up con los parámetros de los mayores temporales, a los que se sumarán los niveles mareales reales registrados por los mareógrafos de la Red REDMAR.
- A modo genérico, la propagación del oleaje medido por la boya hasta pie de frente de costa se realizará en una única fase, a partir de datos de boyas de la REDEXT o de Puntos Simar: Una vez obtenido el régimen direccional en aguas profundas (boya REDEXT o Punto Simar), se realizarán las propagaciones considerándose las direcciones principales de procedencia del oleaje respecto a la batimetría de las zonas de estudio para obtener así la caracterización del oleaje a pie de costa (en el comienzo de la zona de rompientes), a partir de la selección de los datos proporcionados por Puertos del Estado (instrumentos de medición y Puntos Simar) de los estados de mar que por sus parámetros de oleaje, tendrán mayor incidencia en la zona de estudio. Dicha propagación se realizará con simuladores informáticos basados en modelos numéricos, con el módulo Oluca-SP del programa MOPLA, del paquete informático SMC 2.5 del I.H. de la Universidad de Cantabria, con los siguientes fundamentos y condiciones de ejecución.
 - ◇ el oleaje asociado a un estado de mar se define a partir de un espectro bidimensional, el cual se localiza en el contorno exterior del dominio (mar adentro), componiéndose dicho espectro de un espectro frecuencial y una función de dispersión de dirección.
 - ◇ Las ecuaciones utilizadas en este modelo numérico informático para modelar la propagación del oleaje, consideran los siguientes fenómenos:
 - Asomeramiento
 - Refracción por fondo
 - Difracción
 - Presencia de corrientes



- Disipación de energía (capa límite laminar, capa límite turbulenta en fondo, fondo poroso y disipación por rotura)
 - Rotura
 - Dispersión por amplitud.
- ◇ Para la ejecución de este software de simulación computacional del oleaje en su propagación basado en modelos numéricos, se debe disponer de una batimetría de la zona de estudio en formato digital, con la máxima resolución fundamentalmente en profundidades reducidas y zona de rompientes.
- En el caso concreto del presente estudio de un tramo de costa correspondiente a la desembocadura del río Tordera, en el límite entre los T.T.M.M. de Malgrat y Blanes, se tomarán los datos del Punto Simar 2118140, dada su ubicación respecto de la zona de estudio teniendo en cuenta las direcciones de procedencia de principal afectación a la zona.
 - Todos los trabajos han sido desarrollados sobre una base topobatimétrica-batimétrica de detalle, con un MDT de alta resolución obtenido a partir de un levantamiento Lidar de alta densidad Lidar (0,5-1 punto cada m²) en la parte emergida (año 2016-2017), y a partir de la batimetría de equidistancia de isobatas 1 m. de la Dirección General de la Costa y el Mar (Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico), ampliada en su caso con la batimetría del proveedor Navionics, Sonarchart (0,5 m. en profundidades reducidas e intermedias, 1-2 m. en intermedias e indefinidas), a partir de la cual el software de modelado realiza sus ejecuciones informáticas de propagación de oleaje, y asimismo a partir de la cual se han obtenido los distintos parámetros de la morfología del frente de playa y zona de rompientes, necesarios para los cálculos posteriores a las propagaciones basados en formulaciones semiempíricas de run-up.



2. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE LOS INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN PARA EL DISEÑO DEL TEMPORAL

Con el objetivo de cumplir con el objetivo de determinar los máximos niveles de inundación en la desembocadura del río Tordera a partir de los datos históricos disponibles de oleajes y mareas, se han recopilado los datos históricos de la fuente de mayor proximidad a la zona de estudio, de niveles de marea astronómica y marea meteorológica (residuo), del mareógrafo de Barcelona 2 (3758) situado en el Puerto de Barcelona de la Red REDMAR, así como de datos del Punto Simar 2118140, de Puertos del Estado, para la obtención de los temporales que serán objeto de propagación y cálculo del nivel de inundación mediante el análisis del clima marítimo a partir de los parámetros de los estados de mar y de incrementos mareales del período de estudio comprendido entre 1993-2022.

2.1. ANÁLISIS DE DATOS DEL OLEAJE Y ESTUDIO DEL CLIMA MARÍTIMO

Se han tomado los datos del Punto Simar 2118140, situado a 6,5 km. de distancia en relación al tramo, con lo cual cuenta con una ubicación idónea para valorar los oleajes de procedencia de los sectores direccionales que incidirán sobre el frente de costa de la desembocadura del río Tordera, como fuente de los parámetros de los estados de mar que se estudiarán, precisamente por su situación de proximidad a dicha desembocadura, lo que le confiere mayor fiabilidad a la hora de tomar sus parámetros de oleaje antes de propagación, desde las direcciones de procedencia con mayor incidencia sobre el tramo de estudio.

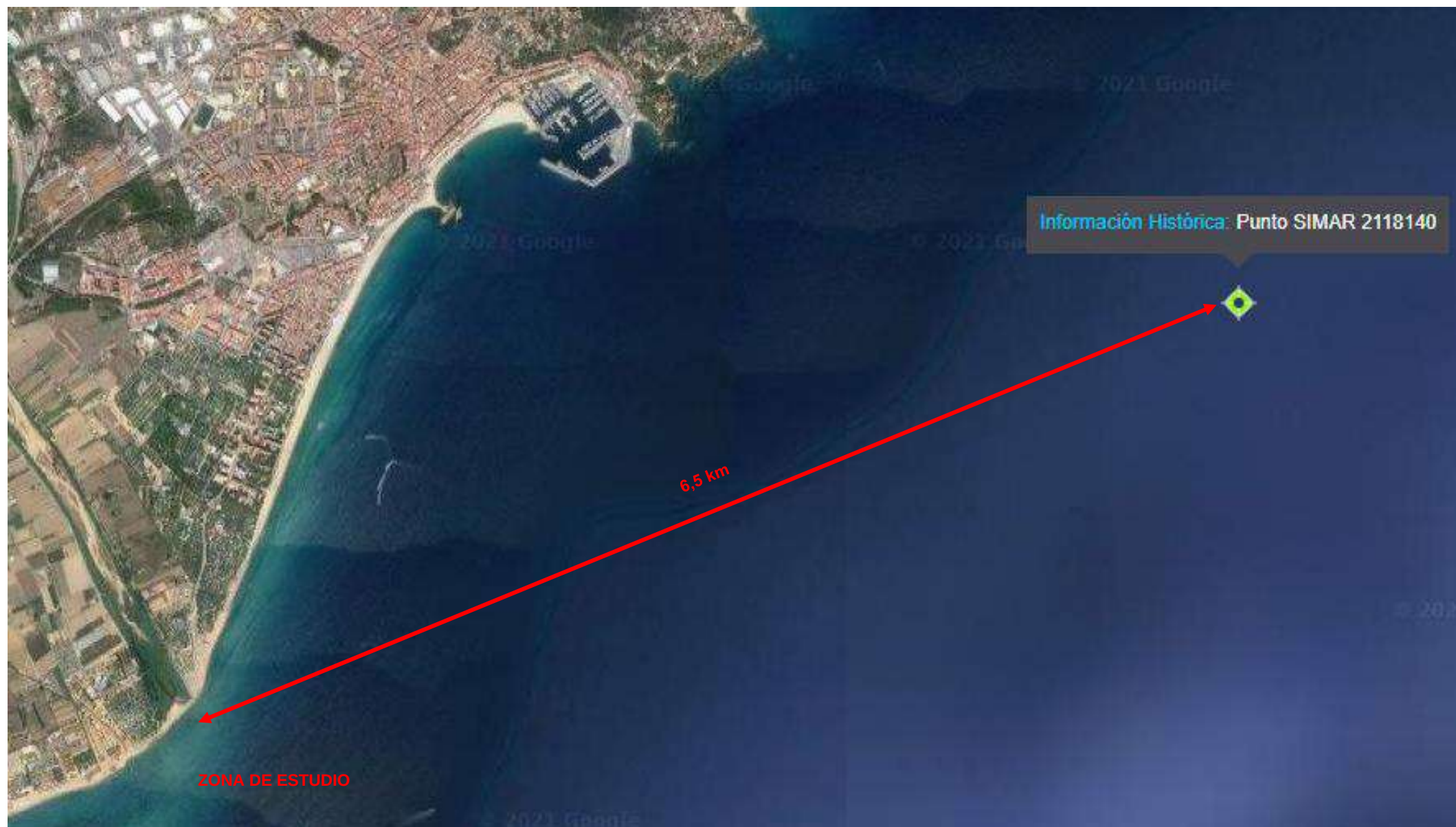


INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es





Los datos de identificación del Punto Simar 2118140 son los siguientes:

Punto Simar 2118140	
Longitud	2.83° E
Latitud	41.67° N
Coordenadas U.T.M., ETRS89, H30	X=486100, Y= 4612800
Código modelo	2118140
Cadencia	60 min
Malla	AIB
Conjunto de datos	PUNTO SIMAR

En función de la orientación de la Playa y de la batimetría desde el punto de propagación, se debe realizar un análisis de las direcciones de procedencia del oleaje que incidirán en el punto de estudio, y en función de las mismas proceder al análisis de los datos de parámetros de temporales considerando el sector direccional con mayor incidencia.

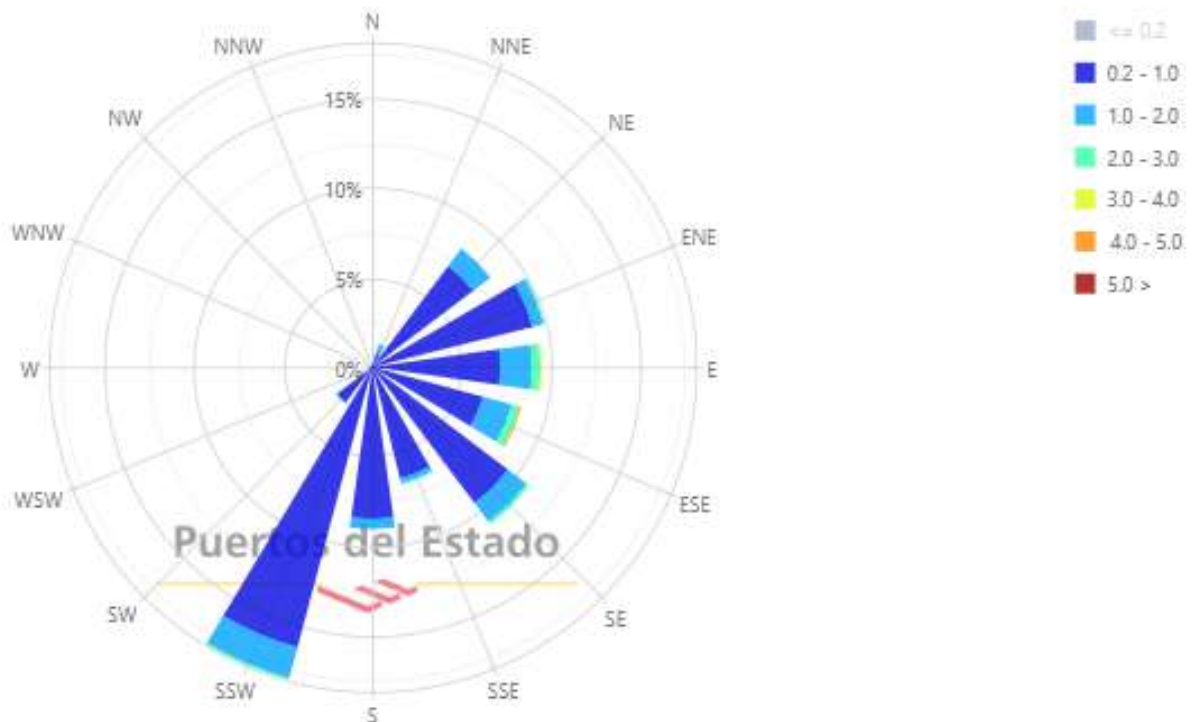
La zona de estudio por su orientación y ubicación en la Punta de La Tordera, tiene las principales direcciones de procedencia del oleaje fundamentalmente en el sector direccional del entorno NE-S, si bien se ha realizado el análisis completo de todos los registros del Punto Simar 2118140, de los 262.670 estados de mar analizados del periodo de 30 años de 1993-2022, sin filtrar inicialmente las direcciones de procedencia, que en todo caso se realizará en procesos posteriores para la determinación de los estados de mar de máximo potencial de inundación, tras comprobar los potenciales de inundación antes de propagación.

Se adjunta a continuación la rosa de oleaje del Punto Simar 2118140 (Punto de datos de mayor proximidad a la desembocadura del Tordera y en consecuencia con la mejor ubicación para la parametrización de los estados de mar que inciden en este sector de costa), en la que indica predominancia en intensidad y magnitud de la dirección SSW sobre las demás, conteniendo el sector direccional comprendido entre NE-S el resto de espectro direccional de oleajes medidos en el Punto Simar 2118140.



Rosa de Altura Significante (m) para Oleaje - Punto SIMAR 2118140

Periodo: 1993 - 2022 - Eficacia: 99.07%



No obstante lo anterior, se han analizado las series completas de datos del periodo de 1993-2022 del Punto Simar 2118140, sobre un total de 262.670 estados de mar, correspondientes a dicho período, habiéndose realizado una primera fase de tratamiento de las bases de datos con filtros de selección compuestos (teniendo en cuenta tres parámetros), en combinación con iteraciones previas de inundación para estimar las combinaciones paramétricas del oleaje (H_s - T_p - α) que tendrán mayores efectos de inundación en el tramo de estudio, realizadas con formulaciones semiempíricas (antes de propagación), a cuyo efecto se han aplicado tres modelos de inundación sobre cada uno de los 262.670 estados de mar operando sobre las bases de datos, el modelo de Stockdon et al (2006), Nielsen y Hanslow (1991) y Holman (1986), como iteradores para valorar la combinación paramétrica H_s - T_p , sobre la que posteriormente se analizarán las direcciones de procedencia de los 100 primeros estados de mar discriminados por su potencial de inundación previo antes de propagación del oleaje.



Por los análisis históricos realizados (ortofotografías históricas), la morfología de la desembocadura del Tordera anterior a la acción del temporal Gloria (enero de 2020), permaneció sustancialmente estable en las últimas décadas, teniendo en cuenta las variaciones de estado de la barra en cuanto a sus aperturas y cierres que sí se producían en función del caudal del río y de la acción de temporales, pero en una posición muy similar respecto a la línea de costa adyacente, situación que fue alterada a partir del temporal Gloria (finalizó el 22 de enero de 2020), momento a partir del cual la nueva formación deltaica desplazó la barra de nueva formación hacia posiciones sensiblemente exteriores (hacia el mar), respecto a su morfología anterior.

Por esta razón, se ha considerado adecuada la valoración de los estados de mar que tras el análisis del clima marítimo han sido objeto de propagación y ejecución de modelos de inundación, sobre los MDT topo-batimétricos que recogieran la morfología existente en el momento del temporal correspondiente, y dado que, como se verá más adelante, los estados de mar de los temporales con mayor potencial de inundación son anteriores a las transformaciones que tuvieron lugar en el delta del Tordera a partir del temporal Gloria y años posteriores, incluyendo el propio temporal Gloria (cuando tuvo lugar el Gloria la morfología era también la anterior), las propagaciones y las ejecuciones de los modelos de inundación se han realizado sobre el MDT topo-batimétrico existente antes de las transformaciones que tuvieron lugar con posterioridad al temporal Gloria de enero de 2020, a cuyo efecto tanto los datos topográficos (LIDAR 2016-2017), como los batimétricos, son anteriores a dicha fecha.

En las siguientes tablas se recogen los resultados de los 100 primeros estados de mar según su potencial de inundación de los 262.670 resultados correspondientes a los estados de mar iterados del período 1993-2022, ordenados del 1 al 100 en función de los cálculos antes de propagación realizados con los modelos de Stockdon et al (2006), Nielsen y Hanslow (1991) y Holman (1986), habiéndose sincronizado asimismo cada estado de mar con su incremento mareal horario correspondiente (se explica en el siguiente apartado). Se recogen en las mismas los parámetros iniciales (datos de la fuente Simar 2118140), los incrementos mareales horarios asociados a cada estado de mar (mareógrafo de Barcelona), así como el resto de parámetros calculados para las estimaciones de CI (cota de inundación) de cada uno de los tres autores, necesarios para su aplicación y la consiguiente iteración que ha permitido una primera selección y ordenación de los 100 estados de mar según su potencial de inundación.



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (°sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Nielsen-Hanslow (1991)
2020-01-20 18:00:00	0.284	85	5.91	12.11	228.74	0.1866	8.79	107.87	1º
2020-01-20 17:00:00	0.293	85	5.85	12.11	228.74	0.1876	8.72	107.45	2º
2020-01-21 05:00:00	0.367	86	5.47	12.11	228.74	0.1940	8.24	104.72	3º
2020-01-21 12:00:00	0.29	95	5.74	12.11	228.74	0.1894	8.58	106.67	4º
2020-01-21 11:00:00	0.302	94	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	5º
2020-01-21 14:00:00	0.287	97	5.73	12.11	228.74	0.1895	8.57	106.60	6º
2020-01-21 13:00:00	0.277	96	5.76	12.11	228.74	0.1891	8.61	106.81	7º
2020-01-21 06:00:00	0.371	87	5.35	12.11	228.74	0.1962	8.09	103.83	8º
2020-01-21 04:00:00	0.344	85	5.45	12.11	228.74	0.1944	8.22	104.57	9º
2020-01-20 16:00:00	0.3	85	5.6	12.11	228.74	0.1917	8.41	105.67	10º
2020-01-21 09:00:00	0.339	90	5.43	12.11	228.74	0.1947	8.19	104.42	11º
2020-01-21 10:00:00	0.312	92	5.52	12.11	228.74	0.1931	8.31	105.09	12º
2020-01-20 19:00:00	0.269	85	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	13º
2020-01-21 07:00:00	0.364	87	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	14º
2020-01-21 08:00:00	0.359	88	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	15º
2020-01-20 22:00:00	0.213	86	5.8	12.11	228.74	0.1884	8.65	107.10	16º
2020-01-20 23:00:00	0.212	86	5.75	12.11	228.74	0.1892	8.59	106.74	17º
2020-01-20 21:00:00	0.222	85	5.63	12.11	228.74	0.1912	8.44	105.88	18º
2020-01-21 03:00:00	0.321	84	5.22	12.11	228.74	0.1986	7.93	102.85	19º
2020-01-20 15:00:00	0.294	85	5.32	12.11	228.74	0.1967	8.05	103.61	20º
2020-01-20 20:00:00	0.243	85	5.48	12.11	228.74	0.1938	8.26	104.79	21º
2020-01-21 00:00:00	0.226	87	5.44	12.11	228.74	0.1945	8.20	104.50	22º
2020-01-21 02:00:00	0.291	85	5.17	12.11	228.74	0.1995	7.86	102.47	23º
2020-01-21 01:00:00	0.252	86	5.29	12.11	228.74	0.1973	8.02	103.38	24º
2020-01-20 14:00:00	0.29	85	5.04	12.11	228.74	0.2021	7.70	101.47	25º
2010-03-08 21:00:00	0.311	64	5.59	11.34	200.57	0.1797	8.21	97.35	26º
2020-01-20 13:00:00	0.285	84	4.8	12.11	228.74	0.2071	7.39	99.57	27º
2020-01-21 15:00:00	0.301	98	5.61	11.01	189.07	0.1742	8.15	93.96	28º
2010-03-08 22:00:00	0.332	64	5.17	11.31	199.51	0.1864	7.69	94.19	29º
2010-03-08 20:00:00	0.294	62	5.4	11.18	194.95	0.1803	7.94	94.40	30º
2020-01-21 16:00:00	0.303	99	5.46	11.01	189.07	0.1765	7.97	93.01	31º
2020-01-20 12:00:00	0.267	84	4.62	12.11	228.74	0.2111	7.16	98.11	32º
2020-01-21 17:00:00	0.307	99	5.39	11.01	189.07	0.1777	7.89	92.56	33º
2020-01-21 22:00:00	0.219	99	5.71	11.01	189.07	0.1726	8.28	94.59	34º
2020-01-21 18:00:00	0.292	100	5.38	11.01	189.07	0.1778	7.88	92.49	35º
2019-12-04 17:00:00	0.506	90	4.46	11.01	189.07	0.1953	6.74	86.11	36º
2010-03-08 23:00:00	0.369	63	4.76	11.28	198.46	0.1937	7.17	90.96	37º
2020-01-21 19:00:00	0.267	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	38º
2020-01-21 21:00:00	0.242	99	5.51	11.01	189.07	0.1757	8.03	93.33	39º
2020-01-21 23:00:00	0.212	101	5.64	11.01	189.07	0.1737	8.19	94.15	40º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (%sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Nielsen-Hanslow (1991)
2020-01-21 20:00:00	0.255	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	41º
2010-03-08 19:00:00	0.285	60	5.22	11.03	189.76	0.1809	7.68	91.64	42º
2019-12-04 18:00:00	0.487	90	4.39	11.01	189.07	0.1969	6.65	85.58	43º
2020-01-20 11:00:00	0.253	83	4.41	12.11	228.74	0.2161	6.89	96.35	44º
2019-12-04 16:00:00	0.51	89	4.29	11.01	189.07	0.1992	6.52	84.83	45º
2019-12-04 19:00:00	0.464	89	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	46º
2020-01-22 00:00:00	0.218	103	5.28	11.01	189.07	0.1795	7.75	91.84	47º
2020-01-20 10:00:00	0.249	83	4.25	12.11	228.74	0.2201	6.68	94.97	48º
2010-03-08 18:00:00	0.296	58	5.04	10.88	184.63	0.1816	7.43	88.91	49º
2019-12-04 20:00:00	0.45	88	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	50º
2019-12-04 15:00:00	0.517	88	4.04	11.01	189.07	0.2052	6.20	82.88	51º
2010-03-09 00:00:00	0.381	63	4.35	11.26	197.75	0.2023	6.65	87.67	52º
2019-12-04 14:00:00	0.524	88	3.89	11.01	189.07	0.2091	6.01	81.68	53º
2019-12-04 21:00:00	0.436	88	4.18	11.01	189.07	0.2018	6.38	83.98	54º
2010-03-09 01:00:00	0.389	61	4.21	11.13	193.21	0.2032	6.44	85.34	55º
2001-11-15 19:00:00	0.566	96	3.93	10.53	172.94	0.1990	5.97	77.64	56º
2001-11-16 08:00:00	0.569	96	4	10.42	169.35	0.1952	6.04	77.16	57º
2008-12-26 19:00:00	0.289	77	4.49	11.16	194.26	0.1973	6.80	87.78	58º
2001-11-16 07:00:00	0.57	96	3.97	10.42	169.35	0.1959	6.00	76.94	59º
2008-12-26 18:00:00	0.291	77	4.48	11.14	193.56	0.1972	6.79	87.51	60º
2001-11-15 18:00:00	0.577	95	3.94	10.42	169.35	0.1967	5.96	76.72	61º
2001-11-15 23:00:00	0.427	98	4.08	10.99	188.38	0.2039	6.25	83.02	62º
2020-01-22 01:00:00	0.232	105	4.81	11.01	189.07	0.1881	7.17	88.63	63º
2001-11-15 21:00:00	0.546	96	3.86	10.64	176.58	0.2029	5.90	78.09	64º
2001-11-16 06:00:00	0.554	96	3.91	10.53	172.94	0.1995	5.95	77.49	65º
2001-11-15 20:00:00	0.557	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	66º
2001-11-15 17:00:00	0.563	95	3.93	10.42	169.35	0.1969	5.95	76.64	67º
2010-03-09 02:00:00	0.408	58	4.07	11	188.73	0.2043	6.24	83.03	68º
2001-11-15 22:00:00	0.494	97	3.92	10.75	180.24	0.2034	6.00	79.56	69º
2008-12-26 20:00:00	0.25	78	4.5	11.18	194.95	0.1975	6.82	88.05	70º
2019-12-04 22:00:00	0.438	90	3.91	11.01	189.07	0.2086	6.04	81.84	71º
2020-01-22 02:00:00	0.269	107	4.51	11.01	189.07	0.1942	6.80	86.48	72º
2001-11-16 00:00:00	0.36	99	4.16	10.99	188.38	0.2019	6.35	83.64	73º
2001-11-15 16:00:00	0.539	94	3.9	10.42	169.35	0.1977	5.91	76.42	74º
2008-12-26 21:00:00	0.217	78	4.52	11.2	195.65	0.1974	6.85	88.39	75º
2020-01-22 03:00:00	0.311	108	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	76º
2001-11-16 09:00:00	0.537	96	3.97	10.31	165.79	0.1939	5.98	75.94	77º
2019-12-05 00:00:00	0.433	92	3.82	11.01	189.07	0.2111	5.92	81.11	78º
2003-10-18 13:00:00	0.494	101	4.35	10	155.97	0.1796	6.39	75.72	79º
2010-03-09 03:00:00	0.422	56	3.94	10.87	184.29	0.2052	6.05	80.81	80º
2003-10-18 12:00:00	0.495	102	4.43	9.9	152.87	0.1762	6.46	75.30	81º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (°sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Nielsen-Hanslow (1991)
2019-12-04 23:00:00	0.444	92	3.75	11.01	189.07	0.2130	5.83	80.52	82º
2003-10-18 11:00:00	0.512	103	4.51	9.71	147.06	0.1713	6.52	74.00	83º
2001-11-15 11:00:00	0.573	93	3.84	10.2	162.27	0.1950	5.80	73.99	84º
2001-11-15 12:00:00	0.567	93	3.86	10.2	162.27	0.1945	5.82	74.14	85º
2001-11-16 05:00:00	0.494	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	86º
2001-11-15 13:00:00	0.539	93	3.87	10.31	165.79	0.1964	5.86	75.20	87º
2017-01-22 02:00:00	0.182	87	4.36	11.44	204.13	0.2053	6.69	89.47	88º
2017-01-22 01:00:00	0.164	87	4.42	11.43	203.77	0.2037	6.77	89.85	89º
2020-01-22 04:00:00	0.343	107	4.04	11.01	189.07	0.2052	6.20	82.88	90º
2003-10-18 14:00:00	0.497	101	4.23	10	155.97	0.1822	6.24	74.92	91º
2008-12-26 22:00:00	0.187	79	4.49	11.17	194.60	0.1975	6.81	87.88	92º
2001-11-15 15:00:00	0.516	94	3.89	10.31	165.79	0.1959	5.88	75.35	93º
2017-01-22 03:00:00	0.189	87	4.29	11.41	203.06	0.2064	6.60	88.63	94º
2003-10-18 15:00:00	0.496	100	4.13	10.1	159.11	0.1862	6.14	75.16	95º
2001-11-15 14:00:00	0.51	94	3.88	10.31	165.79	0.1961	5.87	75.28	96º
2017-01-22 04:00:00	0.19	85	4.28	11.37	201.64	0.2059	6.58	88.17	97º
2003-10-18 10:00:00	0.482	104	4.56	9.62	144.34	0.1688	6.56	73.45	98º
2003-10-18 09:00:00	0.451	105	4.64	9.62	144.34	0.1673	6.66	73.93	99º
2017-01-22 00:00:00	0.146	85	4.36	11.4	202.70	0.2046	6.69	89.09	100º

FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (°sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Holman (1986)
2020-01-20 18:00:00	0.284	85	5.91	12.11	228.74	0.1866	8.79	107.87	1º
2020-01-20 17:00:00	0.293	85	5.85	12.11	228.74	0.1876	8.72	107.45	2º
2020-01-21 05:00:00	0.367	86	5.47	12.11	228.74	0.1940	8.24	104.72	3º
2020-01-21 12:00:00	0.29	95	5.74	12.11	228.74	0.1894	8.58	106.67	4º
2020-01-21 11:00:00	0.302	94	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	5º
2020-01-21 14:00:00	0.287	97	5.73	12.11	228.74	0.1895	8.57	106.60	6º
2020-01-21 13:00:00	0.277	96	5.76	12.11	228.74	0.1891	8.61	106.81	7º
2020-01-21 04:00:00	0.344	85	5.45	12.11	228.74	0.1944	8.22	104.57	8º
2020-01-21 06:00:00	0.371	87	5.35	12.11	228.74	0.1962	8.09	103.83	9º
2020-01-20 16:00:00	0.3	85	5.6	12.11	228.74	0.1917	8.41	105.67	10º
2020-01-21 09:00:00	0.339	90	5.43	12.11	228.74	0.1947	8.19	104.42	11º
2020-01-20 19:00:00	0.269	85	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	12º
2020-01-21 10:00:00	0.312	92	5.52	12.11	228.74	0.1931	8.31	105.09	13º
2020-01-21 07:00:00	0.364	87	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	14º
2020-01-21 08:00:00	0.359	88	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	15º
2020-01-20 22:00:00	0.213	86	5.8	12.11	228.74	0.1884	8.65	107.10	16º
2020-01-20 23:00:00	0.212	86	5.75	12.11	228.74	0.1892	8.59	106.74	17º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (%sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Holman (1986)
2010-03-08 21:00:00	0.311	64	5.59	11.34	200.57	0.1797	8.21	97.35	18º
2020-01-20 21:00:00	0.222	85	5.63	12.11	228.74	0.1912	8.44	105.88	19º
2020-01-21 15:00:00	0.301	98	5.61	11.01	189.07	0.1742	8.15	93.96	20º
2020-01-20 15:00:00	0.294	85	5.32	12.11	228.74	0.1967	8.05	103.61	21º
2020-01-21 03:00:00	0.321	84	5.22	12.11	228.74	0.1986	7.93	102.85	22º
2020-01-20 20:00:00	0.243	85	5.48	12.11	228.74	0.1938	8.26	104.79	23º
2020-01-21 16:00:00	0.303	99	5.46	11.01	189.07	0.1765	7.97	93.01	24º
2020-01-21 00:00:00	0.226	87	5.44	12.11	228.74	0.1945	8.20	104.50	25º
2010-03-08 20:00:00	0.294	62	5.4	11.18	194.95	0.1803	7.94	94.40	26º
2020-01-21 02:00:00	0.291	85	5.17	12.11	228.74	0.1995	7.86	102.47	27º
2020-01-21 17:00:00	0.307	99	5.39	11.01	189.07	0.1777	7.89	92.56	28º
2020-01-21 22:00:00	0.219	99	5.71	11.01	189.07	0.1726	8.28	94.59	29º
2020-01-21 01:00:00	0.252	86	5.29	12.11	228.74	0.1973	8.02	103.38	30º
2010-03-08 22:00:00	0.332	64	5.17	11.31	199.51	0.1864	7.69	94.19	31º
2020-01-21 18:00:00	0.292	100	5.38	11.01	189.07	0.1778	7.88	92.49	32º
2020-01-21 23:00:00	0.212	101	5.64	11.01	189.07	0.1737	8.19	94.15	33º
2020-01-21 21:00:00	0.242	99	5.51	11.01	189.07	0.1757	8.03	93.33	34º
2020-01-21 19:00:00	0.267	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	35º
2020-01-20 14:00:00	0.29	85	5.04	12.11	228.74	0.2021	7.70	101.47	36º
2020-01-21 20:00:00	0.255	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	37º
2019-12-04 17:00:00	0.506	90	4.46	11.01	189.07	0.1953	6.74	86.11	38º
2010-03-08 19:00:00	0.285	60	5.22	11.03	189.76	0.1809	7.68	91.64	39º
2010-03-08 23:00:00	0.369	63	4.76	11.28	198.46	0.1937	7.17	90.96	40º
2019-12-04 18:00:00	0.487	90	4.39	11.01	189.07	0.1969	6.65	85.58	41º
2019-12-04 16:00:00	0.51	89	4.29	11.01	189.07	0.1992	6.52	84.83	42º
2020-01-20 13:00:00	0.285	84	4.8	12.11	228.74	0.2071	7.39	99.57	43º
2010-03-08 18:00:00	0.296	58	5.04	10.88	184.63	0.1816	7.43	88.91	44º
2020-01-22 00:00:00	0.218	103	5.28	11.01	189.07	0.1795	7.75	91.84	45º
2003-10-18 11:00:00	0.512	103	4.51	9.71	147.06	0.1713	6.52	74.00	46º
2019-12-04 19:00:00	0.464	89	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	47º
2003-10-18 10:00:00	0.482	104	4.56	9.62	144.34	0.1688	6.56	73.45	48º
2003-10-18 12:00:00	0.495	102	4.43	9.9	152.87	0.1762	6.46	75.30	49º
2003-10-18 09:00:00	0.451	105	4.64	9.62	144.34	0.1673	6.66	73.93	50º
2003-10-18 08:00:00	0.441	107	4.7	9.52	141.36	0.1645	6.70	73.32	51º
2019-12-04 20:00:00	0.45	88	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	52º
2003-10-18 07:00:00	0.412	108	4.79	9.52	141.36	0.1630	6.81	73.84	53º
2001-11-16 08:00:00	0.569	96	4	10.42	169.35	0.1952	6.04	77.16	54º
2019-12-04 15:00:00	0.517	88	4.04	11.01	189.07	0.2052	6.20	82.88	55º
2003-10-18 13:00:00	0.494	101	4.35	10	155.97	0.1796	6.39	75.72	56º
2001-11-16 07:00:00	0.57	96	3.97	10.42	169.35	0.1959	6.00	76.94	57º
2003-10-18 06:00:00	0.392	108	4.83	9.52	141.36	0.1623	6.86	74.06	58º
2001-11-15 18:00:00	0.577	95	3.94	10.42	169.35	0.1967	5.96	76.72	59º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (%sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Holman (1986)
2003-10-18 05:00:00	0.396	107	4.81	9.52	141.36	0.1626	6.83	73.95	60º
2001-11-15 19:00:00	0.566	96	3.93	10.53	172.94	0.1990	5.97	77.64	61º
2020-01-20 12:00:00	0.267	84	4.62	12.11	228.74	0.2111	7.16	98.11	62º
2001-11-15 17:00:00	0.563	95	3.93	10.42	169.35	0.1969	5.95	76.64	63º
2001-11-16 06:00:00	0.554	96	3.91	10.53	172.94	0.1995	5.95	77.49	64º
2002-05-08 03:00:00	0.475	107	4.36	9.8	149.80	0.1758	6.36	73.91	65º
2003-10-18 14:00:00	0.497	101	4.23	10	155.97	0.1822	6.24	74.92	66º
2001-11-15 20:00:00	0.557	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	67º
2010-03-09 00:00:00	0.381	63	4.35	11.26	197.75	0.2023	6.65	87.67	68º
2019-12-04 14:00:00	0.524	88	3.89	11.01	189.07	0.2091	6.01	81.68	69º
2002-05-08 04:00:00	0.521	107	4.18	9.71	147.06	0.1779	6.12	71.91	70º
2003-10-18 04:00:00	0.406	105	4.65	9.52	141.36	0.1654	6.64	73.02	71º
2019-12-04 21:00:00	0.436	88	4.18	11.01	189.07	0.2018	6.38	83.98	72º
2001-11-16 09:00:00	0.537	96	3.97	10.31	165.79	0.1939	5.98	75.94	73º
2001-11-15 21:00:00	0.546	96	3.86	10.64	176.58	0.2029	5.90	78.09	74º
2001-11-15 11:00:00	0.573	93	3.84	10.2	162.27	0.1950	5.80	73.99	75º
2001-11-15 12:00:00	0.567	93	3.86	10.2	162.27	0.1945	5.82	74.14	76º
2003-10-18 15:00:00	0.496	100	4.13	10.1	159.11	0.1862	6.14	75.16	77º
2001-11-15 16:00:00	0.539	94	3.9	10.42	169.35	0.1977	5.91	76.42	78º
2020-01-22 01:00:00	0.232	105	4.81	11.01	189.07	0.1881	7.17	88.63	79º
2001-11-15 13:00:00	0.539	93	3.87	10.31	165.79	0.1964	5.86	75.20	80º
2010-03-09 01:00:00	0.389	61	4.21	11.13	193.21	0.2032	6.44	85.34	81º
2001-11-15 22:00:00	0.494	97	3.92	10.75	180.24	0.2034	6.00	79.56	82º
2002-05-08 05:00:00	0.532	107	4.01	9.62	144.34	0.1800	5.89	69.97	83º
2001-11-15 23:00:00	0.427	98	4.08	10.99	188.38	0.2039	6.25	83.02	84º
2001-11-15 15:00:00	0.516	94	3.89	10.31	165.79	0.1959	5.88	75.35	85º
2020-01-20 11:00:00	0.253	83	4.41	12.11	228.74	0.2161	6.89	96.35	86º
2008-12-26 19:00:00	0.289	77	4.49	11.16	194.26	0.1973	6.80	87.78	87º
2008-12-26 18:00:00	0.291	77	4.48	11.14	193.56	0.1972	6.79	87.51	88º
2001-11-16 05:00:00	0.494	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	89º
2001-11-15 14:00:00	0.51	94	3.88	10.31	165.79	0.1961	5.87	75.28	90º
2001-11-15 10:00:00	0.573	92	3.72	10	155.97	0.1943	5.61	71.33	91º
2003-10-18 03:00:00	0.423	102	4.39	9.43	138.70	0.1686	6.31	70.62	92º
2010-03-09 02:00:00	0.408	58	4.07	11	188.73	0.2043	6.24	83.03	93º
2002-05-08 02:00:00	0.349	106	4.49	9.9	152.87	0.1750	6.54	75.68	94º
2020-01-22 02:00:00	0.269	107	4.51	11.01	189.07	0.1942	6.80	86.48	95º
2019-12-04 22:00:00	0.438	90	3.91	11.01	189.07	0.2086	6.04	81.84	96º
2000-12-23 06:00:00	0.545	122	4.07	8.47	111.90	0.1573	5.72	60.00	97º
2019-12-04 13:00:00	0.519	87	3.81	10.01	156.28	0.1921	5.72	72.08	98º
2001-11-16 00:00:00	0.36	99	4.16	10.99	188.38	0.2019	6.35	83.64	99º
2003-10-18 16:00:00	0.456	99	4.01	10.1	159.11	0.1890	5.99	74.32	100º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (°sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Stockdon et al (2006)
2020-01-21 05:00:00	0.367	86	5.47	12.11	228.74	0.1940	8.24	104.72	1º
2020-01-21 06:00:00	0.371	87	5.35	12.11	228.74	0.1962	8.09	103.83	2º
2020-01-20 18:00:00	0.284	85	5.91	12.11	228.74	0.1866	8.79	107.87	3º
2020-01-20 17:00:00	0.293	85	5.85	12.11	228.74	0.1876	8.72	107.45	4º
2020-01-21 04:00:00	0.344	85	5.45	12.11	228.74	0.1944	8.22	104.57	5º
2020-01-21 07:00:00	0.364	87	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	6º
2020-01-21 11:00:00	0.302	94	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	7º
2020-01-21 09:00:00	0.339	90	5.43	12.11	228.74	0.1947	8.19	104.42	8º
2020-01-21 08:00:00	0.359	88	5.3	12.11	228.74	0.1971	8.03	103.46	9º
2020-01-21 12:00:00	0.29	95	5.74	12.11	228.74	0.1894	8.58	106.67	10º
2020-01-21 14:00:00	0.287	97	5.73	12.11	228.74	0.1895	8.57	106.60	11º
2020-01-21 13:00:00	0.277	96	5.76	12.11	228.74	0.1891	8.61	106.81	12º
2020-01-20 16:00:00	0.3	85	5.6	12.11	228.74	0.1917	8.41	105.67	13º
2020-01-21 10:00:00	0.312	92	5.52	12.11	228.74	0.1931	8.31	105.09	14º
2020-01-20 19:00:00	0.269	85	5.68	12.11	228.74	0.1904	8.51	106.24	15º
2020-01-21 03:00:00	0.321	84	5.22	12.11	228.74	0.1986	7.93	102.85	16º
2020-01-20 15:00:00	0.294	85	5.32	12.11	228.74	0.1967	8.05	103.61	17º
2020-01-20 22:00:00	0.213	86	5.8	12.11	228.74	0.1884	8.65	107.10	18º
2020-01-20 23:00:00	0.212	86	5.75	12.11	228.74	0.1892	8.59	106.74	19º
2020-01-20 21:00:00	0.222	85	5.63	12.11	228.74	0.1912	8.44	105.88	20º
2020-01-20 20:00:00	0.243	85	5.48	12.11	228.74	0.1938	8.26	104.79	21º
2020-01-21 02:00:00	0.291	85	5.17	12.11	228.74	0.1995	7.86	102.47	22º
2020-01-21 01:00:00	0.252	86	5.29	12.11	228.74	0.1973	8.02	103.38	23º
2020-01-21 00:00:00	0.226	87	5.44	12.11	228.74	0.1945	8.20	104.50	24º
2020-01-20 14:00:00	0.29	85	5.04	12.11	228.74	0.2021	7.70	101.47	25º
2010-03-08 21:00:00	0.311	64	5.59	11.34	200.57	0.1797	8.21	97.35	26º
2019-12-04 17:00:00	0.506	90	4.46	11.01	189.07	0.1953	6.74	86.11	27º
2020-01-20 13:00:00	0.285	84	4.8	12.11	228.74	0.2071	7.39	99.57	28º
2019-12-04 16:00:00	0.51	89	4.29	11.01	189.07	0.1992	6.52	84.83	29º
2010-03-08 22:00:00	0.332	64	5.17	11.31	199.51	0.1864	7.69	94.19	30º
2019-12-04 18:00:00	0.487	90	4.39	11.01	189.07	0.1969	6.65	85.58	31º
2020-01-21 15:00:00	0.301	98	5.61	11.01	189.07	0.1742	8.15	93.96	32º
2010-03-08 20:00:00	0.294	62	5.4	11.18	194.95	0.1803	7.94	94.40	33º
2020-01-21 16:00:00	0.303	99	5.46	11.01	189.07	0.1765	7.97	93.01	34º
2010-03-08 23:00:00	0.369	63	4.76	11.28	198.46	0.1937	7.17	90.96	35º
2019-12-04 15:00:00	0.517	88	4.04	11.01	189.07	0.2052	6.20	82.88	36º
2020-01-21 17:00:00	0.307	99	5.39	11.01	189.07	0.1777	7.89	92.56	37º
2019-12-04 19:00:00	0.464	89	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	38º
2020-01-20 12:00:00	0.267	84	4.62	12.11	228.74	0.2111	7.16	98.11	39º
2019-12-04 14:00:00	0.524	88	3.89	11.01	189.07	0.2091	6.01	81.68	40º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (%sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Stockdon et al (2006)
2020-01-21 18:00:00	0.292	100	5.38	11.01	189.07	0.1778	7.88	92.49	41º
2019-12-04 20:00:00	0.45	88	4.3	11.01	189.07	0.1989	6.53	84.90	42º
2001-11-16 08:00:00	0.569	96	4	10.42	169.35	0.1952	6.04	77.16	43º
2001-11-15 19:00:00	0.566	96	3.93	10.53	172.94	0.1990	5.97	77.64	44º
2001-11-15 18:00:00	0.577	95	3.94	10.42	169.35	0.1967	5.96	76.72	45º
2001-11-16 07:00:00	0.57	96	3.97	10.42	169.35	0.1959	6.00	76.94	46º
2020-01-21 19:00:00	0.267	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	47º
2001-11-16 06:00:00	0.554	96	3.91	10.53	172.94	0.1995	5.95	77.49	48º
2001-11-15 20:00:00	0.557	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	49º
2001-11-15 17:00:00	0.563	95	3.93	10.42	169.35	0.1969	5.95	76.64	50º
2020-01-21 22:00:00	0.219	99	5.71	11.01	189.07	0.1726	8.28	94.59	51º
2001-11-15 21:00:00	0.546	96	3.86	10.64	176.58	0.2029	5.90	78.09	52º
2010-03-08 19:00:00	0.285	60	5.22	11.03	189.76	0.1809	7.68	91.64	53º
2020-01-21 21:00:00	0.242	99	5.51	11.01	189.07	0.1757	8.03	93.33	54º
2020-01-21 20:00:00	0.255	100	5.41	11.01	189.07	0.1774	7.91	92.69	55º
2010-03-09 00:00:00	0.381	63	4.35	11.26	197.75	0.2023	6.65	87.67	56º
2019-12-04 21:00:00	0.436	88	4.18	11.01	189.07	0.2018	6.38	83.98	57º
2020-01-21 23:00:00	0.212	101	5.64	11.01	189.07	0.1737	8.19	94.15	58º
2020-01-20 11:00:00	0.253	83	4.41	12.11	228.74	0.2161	6.89	96.35	59º
2001-11-15 16:00:00	0.539	94	3.9	10.42	169.35	0.1977	5.91	76.42	60º
2001-11-15 11:00:00	0.573	93	3.84	10.2	162.27	0.1950	5.80	73.99	61º
2001-11-15 22:00:00	0.494	97	3.92	10.75	180.24	0.2034	6.00	79.56	62º
2001-11-16 09:00:00	0.537	96	3.97	10.31	165.79	0.1939	5.98	75.94	63º
2001-11-15 12:00:00	0.567	93	3.86	10.2	162.27	0.1945	5.82	74.14	64º
2010-03-08 18:00:00	0.296	58	5.04	10.88	184.63	0.1816	7.43	88.91	65º
2010-03-09 01:00:00	0.389	61	4.21	11.13	193.21	0.2032	6.44	85.34	66º
2001-11-15 23:00:00	0.427	98	4.08	10.99	188.38	0.2039	6.25	83.02	67º
2001-11-15 13:00:00	0.539	93	3.87	10.31	165.79	0.1964	5.86	75.20	68º
2020-01-20 10:00:00	0.249	83	4.25	12.11	228.74	0.2201	6.68	94.97	69º
2003-10-18 11:00:00	0.512	103	4.51	9.71	147.06	0.1713	6.52	74.00	70º
2003-10-18 13:00:00	0.494	101	4.35	10	155.97	0.1796	6.39	75.72	71º
2003-10-18 12:00:00	0.495	102	4.43	9.9	152.87	0.1762	6.46	75.30	72º
2019-12-04 22:00:00	0.438	90	3.91	11.01	189.07	0.2086	6.04	81.84	73º
2010-03-09 02:00:00	0.408	58	4.07	11	188.73	0.2043	6.24	83.03	74º
2001-11-16 05:00:00	0.494	96	3.89	10.53	172.94	0.2000	5.92	77.33	75º
2020-01-22 00:00:00	0.218	103	5.28	11.01	189.07	0.1795	7.75	91.84	76º
2001-11-15 15:00:00	0.516	94	3.89	10.31	165.79	0.1959	5.88	75.35	77º
2003-10-18 14:00:00	0.497	101	4.23	10	155.97	0.1822	6.24	74.92	78º
2001-11-15 10:00:00	0.573	92	3.72	10	155.97	0.1943	5.61	71.33	79º
2001-11-15 14:00:00	0.51	94	3.88	10.31	165.79	0.1961	5.87	75.28	80º
2003-10-18 15:00:00	0.496	100	4.13	10.1	159.11	0.1862	6.14	75.16	81º



FECHA/HORA	Marea (m. NMMA)	Dmd (°sex.)	H0 (m.)	Tp (seg.)	L0 (m.)	Ir	Db (m.)	Ls (m.)	Orden potencial inundación modelo Stockdon et al (2006)
2019-12-05 00:00:00	0.433	92	3.82	11.01	189.07	0.2111	5.92	81.11	82º
2019-12-04 23:00:00	0.444	92	3.75	11.01	189.07	0.2130	5.83	80.52	83º
2010-03-09 03:00:00	0.422	56	3.94	10.87	184.29	0.2052	6.05	80.81	84º
2003-10-18 10:00:00	0.482	104	4.56	9.62	144.34	0.1688	6.56	73.45	85º
2002-05-08 04:00:00	0.521	107	4.18	9.71	147.06	0.1779	6.12	71.91	86º
2018-03-01 21:00:00	0.518	83	2.7	12.11	228.74	0.2761	4.58	79.40	87º
2018-03-01 18:00:00	0.514	79	2.71	12.11	228.74	0.2756	4.59	79.52	88º
2018-03-01 20:00:00	0.516	81	2.7	12.11	228.74	0.2761	4.58	79.40	89º
2008-12-26 19:00:00	0.289	77	4.49	11.16	194.26	0.1973	6.80	87.78	90º
2008-12-26 18:00:00	0.291	77	4.48	11.14	193.56	0.1972	6.79	87.51	91º
2018-03-01 19:00:00	0.516	80	2.69	12.11	228.74	0.2766	4.56	79.28	92º
2001-11-16 00:00:00	0.36	99	4.16	10.99	188.38	0.2019	6.35	83.64	93º
2002-05-08 03:00:00	0.475	107	4.36	9.8	149.80	0.1758	6.36	73.91	94º
2003-10-18 09:00:00	0.451	105	4.64	9.62	144.34	0.1673	6.66	73.93	95º
2019-12-04 13:00:00	0.519	87	3.81	10.01	156.28	0.1921	5.72	72.08	96º
2002-05-08 05:00:00	0.532	107	4.01	9.62	144.34	0.1800	5.89	69.97	97º
2001-11-16 10:00:00	0.478	97	3.8	10.31	165.79	0.1982	5.77	74.67	98º
2018-03-01 17:00:00	0.483	78	2.73	12.11	228.74	0.2746	4.62	79.75	99º
2020-01-22 01:00:00	0.232	105	4.81	11.01	189.07	0.1881	7.17	88.63	100º

En función de los resultados anteriores, se puede concluir que hay coincidencia en las iteraciones realizadas con los tres autores, en cuanto al temporal con mayor potencial de inundación del período analizado 1993-2022, dado que en todos ellos son los estados de mar de los días 20 y 21 de enero de 2020, los que según las estimaciones antes de propagación, producirán los máximos niveles de inundación de los 262.670 estados de mar analizados.

Otra de las consecuencias del análisis anterior, es que a pesar de la predominancia que apunta la rosa de oleaje del Punto Simar 2118140 en el período 1993-2022 en cuanto a magnitudes y frecuencia de la dirección SSW, todos los 100 primeros estados de mar en potencial de inundación según las iteraciones realizadas con los tres autores, se encuentran dentro del sector direccional comprendido entre NE-SE, y en concreto los 10 primeros estados de mar en orden de potencial de inundación según los tres autores (antes de propagación), se encuentran en el entorno de la dirección de procedencia del E ($\pm 10^\circ$), correspondiendo dichos estados de mar en los tres autores a los días 20 y 21 de enero de 2020.



En consecuencia, tras el análisis del clima marítimo en el tramo de estudio, se comprueba que la dirección dominante con los mayores temporales en cuanto a su capacidad potencial de inundación estimada antes de propagación, se corresponde en primer lugar con las direcciones del entorno del sector direccional NE-SE, que sí estaban recogidas en la rosa de oleaje si bien con menor intensidad que la dirección SSW la cual sin embargo no ha tenido ningún estado de mar entre los 100 primeros de los 262.670 estados de mar iterados (con ninguno de los tres autores), y en concreto entre los 10 máximos, con la dirección de procedencia del entorno E con un rango diferencial de 10°.

Cabe indicar que si bien la orientación del tramo de playa y desembocadura del Tordera tiene una disposición con orientación principal a los temporales de procedencia SE, por el fenómeno de la refracción y la dirección de las batimétricas (en siguientes apartados se adjuntan planos con la batimetría desde el tramo de estudio hasta profundidades indefinidas comprendiendo al Punto Simar 2118140) se irá orientando con la consiguiente pérdida de energía el frente de oleaje desde aguas profundas hasta la posición del tramo de estudio en disposición más paralela a las batimétricas objetivo (en la zona de influencia en la playa sumergida antes de rompientes), por lo que el régimen direccional principal resultante desde el punto de vista de la repercusión de los oleajes con mayor incidencia en cuanto a la inundación sobre el tramo de estudio, según el análisis previo a partir de los estados de mar analizados del período 1993-2022 será en realidad la del entorno de la dirección E según los parámetros del Punto Simar fuente 2118140 de Puertos del Estado, y en concreto, tratándose de determinar el máximo nivel absoluto de inundación de dicho período histórico de estudio, los estados de mar de enero de 2020.

Los 10 primeros estados de mar con mayor potencial de inundación son los mismos en las iteraciones antes de propagación realizadas con los modelos de los autores Nielsen-Hanslow y Holman, siguiendo exactamente el mismo orden en las ocho primeras posiciones y tan solo cambiando el orden de la novena y la décima, y con respecto a las iteraciones con el autor Stockdon, coinciden 6 de los estados de mar en las primeras posiciones de dicho autor, en el que las dos máximas absolutas según Nielsen-Hanslow y Holman ocupan los lugares cuarto y quinto respectivamente, por lo que resultan compatibles con tres formulaciones distintas de inundación en playas según los modelos de run-up de tres autores distintos, la determinación de los estados de mar con la máxima capacidad de inundación sobre el tramo de estudio, que recaería sobre los estados de mar de las 18:00 horas y 17:00 horas UTC del día 20 de enero de 2020.



Entre los estados de mar de las 18:00 horas y 17:00 horas UTC del día 20 de enero de 2020, se selecciona para realizarse la propagación como un posible causante de máxima inundación el estado de mar de las 18:00, sin ser necesaria la propagación del estado de mar de las 17:00 horas UTC, dado que ambos estados de mar coinciden íntegramente en los parámetros de dirección de procedencia y período de pico, siendo tan solo diferentes en el parámetro altura de ola significativa, en favor del estado de mar de las 18:00 horas UTC, por lo que no existe duda al respecto de cuál es el estado de mar con mayor potencial de inundación entre ambos, una vez comprobada tal circunstancia con los incrementos mareales asociados a cada uno (que podrían invertir el orden). Con razonamiento similar, se comprueba en las tablas que el resto de los estados de mar sincronizados con sus incrementos mareales en las posiciones primeras hasta la décimo séptima con el mismo período de pico y similares direcciones de procedencia en un rango de $\pm 10^\circ$ se encuentran por debajo en las iteraciones de inundación (según los autores Nielsen-Hanslow y Holman), por lo que no existe duda en que su inundación será inferior a la del estado de mar de las 18:00 UTC del día 20-01-2020.

Sin embargo, sí se ha seleccionado el estado de mar de las 14:00 UTC del día 21 de enero de 2020 para realizarse su propagación con simulador computacional, dado que una vez asociada a su incremento mareal (muy similar al del estado de mar de las 18:00 UTC del día 20) y contando también con el mismo período de pico y una altura de ola significativa 0.18 m. levemente inferior (de 5.91 m. a 5.73 m.), presenta sin embargo una dirección de procedencia que difiere en 12° sexagesimales en favor de una mayor orientación de partida de los frentes del oleaje respecto a las batimétricas de la franja de profundidades intermedias en la zona de influencia (profundidad de cierre) y rompientes, circunstancia que podría hacer que la menor pérdida de energía en la refracción generara alturas de ola propagadas a pie de costa muy similares e incluso mayores que las del estado de mar de las 18:00 UTC del día 20, por lo que para determinar con rigor los máximos niveles de inundación en el tramo de estudio, será preciso realizar la propagación computacional y la ejecución de ambos estados de mar, el de las 14:00 UTC del día 21 de enero de 2020 y el de las 18:00 UTC del día 20 de enero de 2020.



En consecuencia, en función del análisis del clima marítimo en el período 1993-2022 (262.670 estados de mar iterados), se han seleccionado los siguientes estados de mar con los parámetros de oleaje según el Punto Simar 2118140 para realizarse su propagación con simulador computacional desde profundidades indefinidas hasta pie de playa, como causantes de los máximos niveles de inundación de dicho período:

FECHA/HORA	H0 (m.)	Tp (seg.)	Dmd (°sex.)
2020-01-20 18:00:00	5.91	12.11	85
2020-01-21 14:00:00	5.73	12.11	97



2.2. ANÁLISIS DE DATOS DE LOS MAREÓGRAFOS

Para considerar la superposición completa de factores que pueden llegar a incidir en el nivel del mar en los episodios de los temporales considerados, se deberán sumar los incrementos debidos al remonte del oleaje (run-up) con los debidos a los efectos mareales (lo cual de hecho ya ha sido realizado en el anterior análisis previo del clima marítimo para la selección de los estados de mar con los mayores potenciales teóricos de inundación), para la obtención de los máximos niveles alcanzados, habiéndose tomado a tal efecto los registros reales del mareógrafo 3758 de Barcelona 2, ubicado en el Puerto de Barcelona, perteneciente a la Red REDMAR, que considera tanto los componentes astronómicos, como los meteorológicos o residuales en sus mediciones.

Además de los niveles mareales con su componente astronómico y su componente residual o meteorológico, también los mareógrafos determinan el nivel medio del mar (NMM), que fija el plano altimétrico de comparación ($z=0$) de referencia para la cota de máxima inundación que se calcule finalmente, habiendo sido así mismo referenciado a dicho plano, la cartografía y batimetría, a partir de las cuales se han realizado los cálculos y estimaciones, al objeto de elaborarse y proyectarse todos los resultados en una base altimétrica coherente y homogénea.

El origen de altitudes que el Instituto Geográfico Nacional utiliza en Murcia corresponde al Nivel Medio del Mar en Alicante (NMMA). Este organismo realizó la nivelación de todos los mareógrafos en el momento de su instalación. El IGN durante 1.998 llevó a cabo una compensación general de toda la red de nivelación nacional (Proyecto RNAP98), obteniendo para todas y cada una de las señales una nueva altitud homogénea con el resto de la red, y en 1999 proporcionó estas nuevas cotas. Así mismo el IGN efectuó nuevos recálculos del NMM en el año 2.008.



INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es





De este modo, se han podido relacionar todos los datos de los niveles mareales de los registros de los mareógrafos analizados y en origen referidos al cero del Puerto de Barcelona, con el plano $z=0$ correspondiente a la Red Geodésica ETRS89, para la vinculación y referenciación altimétrica con la base cartográfica, así como con los datos de alturas de oleaje, referidos igualmente a los niveles medios del mar.

Por tanto, para el caso del presente estudio y de los resultados que se aportan de cotas de alcance de cota de máxima inundación marina en el tramo de costa de unos 300 metros situado en la desembocadura del río Tordera, entre los T.T.M.M. de Malgrat de Mar (Barcelona) y Blanes (Girona), la referencia altimétrica será el nivel medio del mar en Alicante (NMMA), obtenida con mareógrafos y enlazado en procesos de nivelación y recálculos posteriores por el I.G.N. con los mareógrafos de la red REDMAR, los últimos de los cuales han sido llevados a cabo en el año 2.008, para la obtención del valor $z=0$ que establece la coordenada z ortométrica de su red geodésica ETRS89.

Información del mareógrafo 3758 de Barcelona 2 situado en la estación está situada en el muelle 140 de la Planta ENAGAS, de la Red REDMAR de Puertos del Estado:

Longitud	2.17° E
Latitud	41.34° N
Cadencia	1 Min
Código	3758
Inicio de medidas	1-1-1993
Tipo de sensor	Radar
Modelo	Miros
Conjunto de datos	REDMAR



Analizados los datos del mareógrafo en los horarios (día-hora) correspondientes a los estados de mar preseleccionados de sucesos temporales que causarán los mayores niveles de inundación, seleccionados entre las series completas de estados de mar horarios del período histórico 1993-2022, para asociar a cada uno de los mismos el incremento mareal con el que tuvo lugar, se han capturado los valores de dichos registros de niveles mareales sincronizados al momento en que el suceso del oleaje alcanzó la orilla. Si bien los estados de mar de las bases de datos Simar analizadas se corresponden con el oleaje espectral de una hora, se considerará para estimar su marea la asignación de los parámetros del estado de mar a la hora UTC relacionada en cada estado con el incremento mareal promedio de la misma hora UTC. De esta forma, el tiempo estimado que tarda un oleaje promedio de los seleccionados (se ha estimado un promedio de $H_s = 5.80$ m. y $T_p = 12$ seg.) en recorrer los 6,5 km. de distancia desde la ubicación de las coordenadas del Punto Simar 2118140 hasta pie de playa de la zona de estudio, con una celeridad promedio de onda de 18,73 m/seg. estimados con la teoría lineal (onda progresiva) del módulo de ondas del paquete informático SMC, en la aplicación TIC (software creado por Universidad de Cantabria-anterior Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente), sería inferior a 10 minutos (estimación despreciando efectos del fondo) por lo que, como los datos de los oleajes están dados de hora en hora, se tomará el dato del mareógrafo del horario UTC asociado al oleaje según el dato horario (promedio una hora), al objeto de asegurar que la llegada del oleaje a la costa se encuentra dentro de un rango de marea tenido en cuenta por el mareógrafo.

Los datos de los incrementos mareales en el horario en el que cada uno de los sucesos anteriores alcanzó la costa, referidos al cero del Puerto de Barcelona, fueron los siguientes:

FECHA	Hora UTC	Nivel 0 Puerto de Barcelona (cm.)
2020-01-20	18:00	0.463
2020-01-21	14:00	0.466



A partir de los parámetros de nivelación del mareógrafo que proporciona Puertos del Estado, se transforman los niveles anteriores en niveles referidos al NMMA.

Clavo de referencia: Clavo "146". Sobre la esquina derecha de la base de hormigón del mareógrafo

Cero REDMAR: NMMA1995

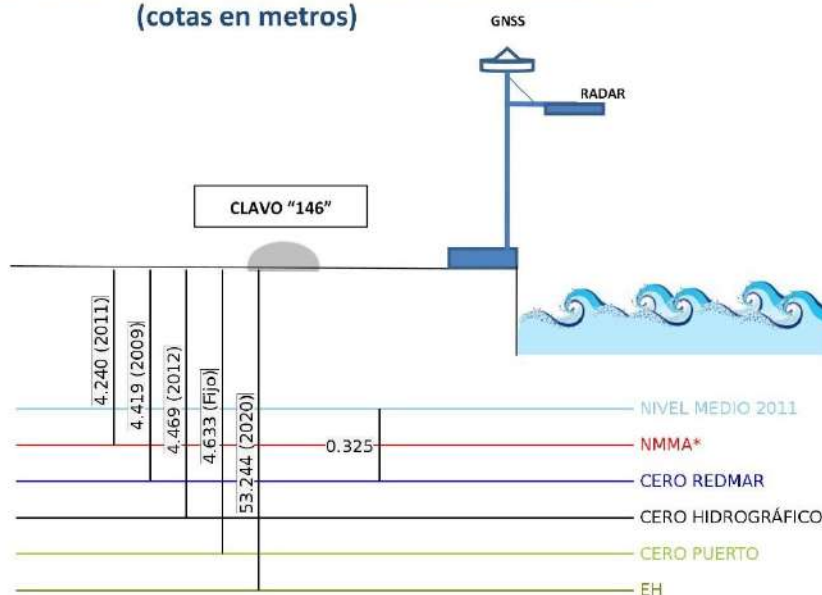
Cota: 4.42 m. bajo clavo de referencia



ESQUEMA DATUM MAREÓGRAFO REDMAR BARCELONA2 (cotas en metros)



CLAVO "146"



Clavo 146: sobre la esquina derecha de la base de la zapata de hormigón del mareógrafo, situado en las instalaciones de Enagas. Nivelado por el Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña (ICGC).

- Cero REDMAR, origen de las medidas, transferido a partir de datos simultáneos del mareógrafo antiguo (año 1995).
- *NMMA: Nivel Medio del Mar en Alicante (año 2008). Cota ortométrica oficial Instituto Geográfico Nacional.
- Cero del puerto: utilizado por la A.P. en sus batimetrías
- E.H.: altura elipsoidal (ETRS89, IGN/SONEL, 2020).

IMPORTANTE: cota ortométrica utilizada por la A.P., referida al geoido EGM08D595, del ICGC: 4.310 m (7 cm bajo NMMA)

Nota: La posición relativa de Clavo y Mareógrafo está simplificada.

**INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)**

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es

FECHA	Hora UTC	Nivel N.M.M.A. (m.)
2020-01-20	18:00	0.283
2020-01-21	14:00	0.286



3. PROPAGACIÓN DEL OLEAJE

3.1. PRIMERA FASE: DESDE LA BOYA O PUNTO GEOGRÁFICO FUENTE DE DATOS DE MODELOS NUMÉRICOS, HASTA PROFUNDIDADES INDEFINIDAS, SEGÚN LOS SECTORES PRINCIPALES DE INCIDENCIA

No se procede a la realización de la primera propagación del oleaje, dadas las indicaciones de Puertos del Estado, en el sentido de que los datos del punto Simar deberán ser tomados como datos en aguas abiertas y profundidades indefinidas independientemente de su posición, por lo que los datos de los sucesos de oleajes tomados del Punto Simar 2118140, pueden ser tomados como los datos de los oleajes en profundidades indefinidas, haciendo innecesaria la primera propagación, desde profundidades intermedias hasta profundidades indefinidas.

En consecuencia, los datos y parámetros de los sucesos temporales ya considerados en profundidades indefinidas y sus direcciones de procedencia según los datos obtenidos del Punto Simar 2118140, serán las siguientes:

FECHA/HORA	H0 (m.)	Tp (seg.)	Dmd (°sex.)
2020-01-20 18:00:00	5.91	12.11	85
2020-01-21 14:00:00	5.73	12.11	97



3.2. SEGUNDA FASE: DESDE PROFUNDIDADES INDEFINIDAS HASTA PIE DE COSTA

3.2.1. Propagación con el modelo Oluca SP (espectral) del módulo MOPLA, software SMC 2.5

Se realizará la propagación de los estados de mar seleccionados del Punto Simar 2118140, teniendo en cuenta su ubicación respecto al tramo de estudio y el comienzo de profundidades indefinidas para todos los estados de mar seleccionados, dadas las indicaciones de Puertos del Estado en el sentido de que los datos de los Puntos Simar, deberán ser tomados como datos en aguas abiertas y profundidades indefinidas independientemente de su posición, realizándose dicha propagación mediante el modelo numérico Oluca-SP basado en un modelo espectral de propagación de oleaje, que forma parte del Modelo Integral de Propagación de Oleaje, Corrientes y Morfodinámica en Playas, MOPLA, integrado en el software SMC 2.5 desarrollado por el I.H. de la Universidad de Cantabria.

Al propagarse el oleaje hasta zonas costeras de menor profundidad, se producen modificaciones importantes por la batimetría del fondo de forma que la refracción, el asomeramiento, la disipación de energía y la difracción entre otras, son manifestaciones de dichas interacciones, habiéndose profundizado los últimos años en el conocimiento de estos procesos físicos, lo cual ha permitido incorporar los conocimientos en modelos numéricos de propagación de oleaje.

El modelo Oluca-SP del módulo MOPLA del SMC 2.5, corresponde a un modelo de la categoría modelo espectral no dispersivo que resuelve la fase, MRF, que requiere como entrada en el contorno exterior (mar adentro), un estado de mar direccional, que está representado por un espectro bidimensional discretizado en componentes frecuenciales y direccionales, las cuales son propagadas de manera simultánea. Para la propagación de los componentes de energía, la aproximación parabólica incluye refracción-difracción con interacción oleaje-corriente (Kirby, 1986 a). El modelo predice las pérdidas de energía debido a la rotura del oleaje mediante la utilización de tres diferentes modelos estadísticos de disipación, dos de los cuales calculan la tasa media de disipación de energía asociada a un bore en movimiento (Battjes y Jansen, 1978; Thornton y Guza, 1983) y un tercero que asocia la tasa de disipación al gradiente entre el flujo de energía estable y local (Winyu y Tomoya, 1998).



Desde que se presentaron los primeros modelos de refracción y difracción combinadas, se sigue investigando el desarrollo de estos modelos originales, basados en teoría lineal, para que den respuesta a varios fenómenos físicos reales no cubiertos todavía por dicha teoría.

Entre los fenómenos que son de particular importancia destaca la no linealidad de las ondas, que provoca un aumento de la celeridad por efecto de la dispersión debida a la amplitud, y no sólo debida a la frecuencia, como ocurre en ondas lineales. Se ha demostrado, Kirby and Dalrymple (1983a), (1984) que la consideración de fenómenos no lineales puede provocar una clara distorsión de los resultados a partir de unas pocas longitudes de onda. Para representar la no linealidad en los modelos de propagación se utilizan dos aproximaciones.

La primera aproximación, sugerida inicialmente por Booij (1981), consiste en utilizar una relación de dispersión empírica que modele la dispersión por amplitud en aguas someras y que tienda a la relación de dispersión frecuencial en aguas profundas. Esta técnica tiene la ventaja de tener, al menos, una descripción empírica del comportamiento en aguas someras, pero tiene el inconveniente de linealizar los resultados en aguas profundas. La segunda consiste en modificar el modelo lineal de Kirby and Dalrymple (1983a), incluyendo un término proporcional al cubo de la amplitud de la ola que representa la distorsión del número de onda resultante de los efectos de tercer orden en la teoría de Stokes. Esta aproximación presenta la ventaja de tener una base analítica válida, pero tiene el claro inconveniente de no ser adecuada para aguas poco profundas.

3.2.2. Fundamentos del Oluca SP: modelos MRF por componentes espectrales para propagación de oleaje

Asumiendo que la superficie libre del agua es periódica en el tiempo y que la dependencia espacial se puede dividir en una fase que varía rápidamente y en una amplitud que varía lentamente, la elevación de la superficie libre del agua, h , puede ser representada como una suma de componentes frecuenciales y direccionales, así:



$$\eta = \sum_j \sum_l \eta_{jl} = R_e \left\{ \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} A_{jl}(x, y) e^{\psi_j} \right\}$$

$$\psi_j = i\bar{K}_j x - \sigma_j$$

$$\bar{K}_j = \frac{1}{B} \int_0^B K_j(x, y) dy$$
(1)

Donde:

x, y	=	Sistema de coordenadas, tal que el eje x va en la dirección principal de propagación y el eje y perpendicular a éste.
j, l	=	Índice que representan la frecuencia y dirección respectivamente.
$R_e(z)$	=	Parte real de un número complejo z.
$A_{jl}(x, y)$	=	Amplitud de onda compleja para una componente frecuencial, j y direccional, l. Definida en un punto (x, y) del dominio.
N_f, N_θ	=	Número de discretizaciones en frecuencia y dirección, respectivamente.
$K_j(x, y)$	=	Número de onda para una componente con frecuencia angular, j.
σ_j	=	Frecuencia angular para la componente j.
$\bar{K}_j(x)$	=	Valor representativo del número de onda asociado a una frecuencia angular j, en una coordenada x.
B	=	ancho del dominio (en el eje y).

Cuando el campo de oleaje consiste en ondas planas, $A_{jl}(x, y)$ puede ser representada en términos de una amplitud constante a_{jl} y una dirección θ_{jl} como:

$$A_{jl}(x, y) = a_{jl} e^{i[(K_j \cos \theta_{jl} - \bar{K}_j)x + K_j \sin \theta_{jl}y]} \quad (2)$$

se asume que la refracción, difracción y asomeramiento de componentes de oleaje discretas, está gobernada por la aproximación parabólica oleaje-corriente de las ecuaciones de pendiente suave (Kirby, 1984 a). La ecuación que gobierna la amplitud compleja $A_{jl}(x, y)$ en el Oluca-SP, es dada por (Kirby, 1986 a).



3.2.3. Ecuación de la pendiente suave

Asumiendo que la superficie libre del agua es periódica en el tiempo y que la dependencia espacial se puede dividir en una fase que varía rápidamente y en una amplitud que varía lentamente, la elevación de la superficie libre del agua, h , puede ser representada como una suma de componentes frecuenciales y direccionales, así:

El problema de la propagación de ondas sobre batimetría irregular es tridimensional e involucra complicadas condiciones de contorno no lineales. Por este motivo, existen muy pocas soluciones al problema tridimensional y todas ellas lo son para fondo plano horizontal. En dos dimensiones, los sofisticados modelos de Chu and Mei (1970) y Djordjevic and Redekopp (1978) predicen el comportamiento de ondas de Stokes sobre batimetría con variación suave. Para la simplificación del problema tridimensional, Berkhoff (1972), entre otros, hizo notar que la mayor parte de las propiedades de las ondas progresivas lineales podrían ser predichas mediante un modelo ponderado integrado verticalmente. La ecuación a la que llegó Berkhoff (1972) se conoce con el nombre de "mild slope equation" es decir, ecuación de pendiente suave. La ecuación puede escribirse en función del desplazamiento de la superficie libre, $\eta(x, y)$, mediante la utilización de un operador de gradiente horizontal como:

$$\vec{\nabla} (c c_g \vec{\nabla} \eta) + \sigma^2 \frac{c_g}{c} \eta = 0 \quad (3)$$

Donde:

$$\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x_j} \quad j = 1, 2$$

$$c = \sqrt{\left(\frac{g}{k}\right) \tanh kh} \quad = \text{Celeridad de la onda}$$

$$c_g = c \frac{\left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh}\right)}{2} \quad = \text{Celeridad de grupo}$$



Donde $h(x,y)$ es la profundidad local de agua, y g la aceleración de la gravedad. El número de onda local $k(x, y)$, está relacionado con la frecuencia angular, σ , y la profundidad, h , mediante la relación de dispersión lineal:

$$\sigma^2 = g k \tanh kh \quad (4)$$

El perfil de la onda viene dado por:

$$\eta = A(x, y) e^{j\sigma t}$$

Donde, $A(x, y)$ es la amplitud compleja con información sobre la fase y la amplitud real de la onda. Berkhoff (1972) fue el primero en obtener una ecuación de propagación para ondas de pequeña amplitud en zonas con profundidad suavemente variable. Posteriormente, dicha ecuación se amplió para incluir también los efectos de corrientes por Booij (1981) y Kirby (1983). Se han utilizado diferentes métodos matemáticos para obtener las ecuaciones para pendientes suaves. Mientras que Luke (1967), Booij (1981) y Kirby (1983) utilizaron un principio variacional, otros autores han aplicado métodos basados en perturbaciones.

Numerosos autores han aplicado la ecuación de la pendiente suave a diversos casos, principalmente utilizando técnicas de diferencias finitas, ver como ejemplos Jonsson and Skovgaard (1979), Bettés and Zienkiewicz (1977) y Houston (1981). Radder (1979) desarrolló para la ecuación de la pendiente suave una aproximación parabólica que tiene varias ventajas sobre la forma elíptica presentada por Berkhoff (1972). Primero, no son necesarias las condiciones de contorno en el extremo inferior del recinto de integración y, segundo, permite técnicas de resolución muy eficientes por medio de un modelo en diferencias finitas. Radder (1979) utilizó una técnica de partición de matrices, que implica la separación del campo de ondas en una onda propagándose hacia adelante y otra hacia atrás, despreciándose posteriormente esta segunda (lo que se justifica porque en la mayoría de las aplicaciones sólo tiene interés la onda que se propaga hacia adelante).

La aproximación de Radder (1979) para las derivadas transversales en la dirección normal a la de propagación, impone una restricción a su modelo parabólico: las ondas deben propagarse dentro de los $\pm 45^\circ$ alrededor de la dirección principal de propagación. Booij (1981) desarrolló también un método para la partición de la matriz de la ecuación elíptica, pero su procedimiento incluye más términos en la aproximación de las derivadas transversales y, por



lo tanto, su método permite al modelo parabólico manejar ondas dentro del rango de $\pm 50^\circ$ alrededor de la dirección supuesta.

Este procedimiento de Booij es el que se utiliza en el modelo de ondas monocromáticas Oluca-MC y el modelo espectral Oluca-SP. La aproximación parabólica débilmente no lineal a la ecuación de pendiente suave viene dada por:

$$c_g \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial y} + i(\bar{k} - k) c_g A + \frac{\sigma}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c_g}{\sigma} \right) A - \frac{i}{2\sigma} \frac{\partial}{\partial y} \left[p \frac{\partial A}{\partial y} \right] - i\sigma k^2 D |A|^2 \frac{A}{2} = 0 \quad (6)$$

Donde

$$p = C c_g$$

$\bar{k}$ = Número de onda de referencia, tomado como la media a lo largo del eje y.

D = Forma parte del término no lineal, y se define como:

$$D = \frac{(\cos h^4 kh + 8 - 2 \tan h^2 kh)}{8 \sin h^4 (kh)} \quad (7)$$

3.2.4. Modelos combinados de refracción/difracción

Los predecesores del Oluca-MC y el Oluca-SP fueron desarrollados por Kirby (1983) y Kirby and Dalrymple (1983a), el primero mediante una aproximación Lagrangiana y los segundos mediante una técnica de escalas múltiples. Estos modelos rellenaron el hueco entre los modelos no lineales de difracción y la ecuación lineal de la pendiente suave. Este modelo se puede escribir de diferentes maneras dependiendo de la aplicación.

Para aplicaciones dependientes del tiempo se utiliza la forma hiperbólica y para problemas estacionarios, la forma elíptica. Ambas requieren del uso de condiciones de contorno en todos los laterales del dominio del modelo. Estas condiciones son difíciles de establecer, puesto que la reflexión no es conocida a priori. Estos modelos tienen, sin embargo, la ventaja de que no presentan restricciones para la dirección del oleaje. Kirby and Dalrymple (1984a) muestran una comparación entre su modelo débilmente no lineal de (1983a) y datos



de laboratorio. Los ensayos de laboratorio, realizados en el Delft Hydraulics Laboratory por Berkhoff, Booij and Radder (1982), consistieron en la determinación de la amplitud de las ondas sobre un bajo en un fondo con pendiente.

Mientras los resultados predichos por Berkhoff, Booij and Radder (1982) mediante el trazado de los rayos resultaron ser una muy pobre aproximación a los ensayos, la predicción obtenida con el modelo de Kirby and Dalrymple (1984) fue excelente. Las comparaciones entre los modelos parabólicos lineales y no lineales demostraron la importancia de los términos no lineales dispersivos en las ecuaciones.

3.2.5. Modelos de interacción oleaje/corrientes

Utilizando una aproximación Lagrangiana, Booij (1981) desarrolló una versión de la ecuación de la pendiente suave que incluye los efectos de una corriente. En este modelo las corrientes se suponían débiles y cualquier producto entre velocidades de corriente era despreciado. Kirby (1984a) presentó la forma corregida de su modelo de la ecuación de pendiente suave para incluir corrientes.

El término no lineal fue añadido por Kirby and Dalrymple (1983b) y en este artículo presentaron los resultados de modificación de las ondas al atravesar un chorro de corriente. La ecuación de pendiente suave modificada para una corriente débil que presentaron es:

$$\begin{aligned} (c_g + U) A_x + V A_y + i(\bar{k} - k)(c_g + U) A + \frac{\sigma}{2} \left[\left(\frac{c_g + U}{\sigma} \right)_x + \left(\frac{V}{\sigma} \right)_y \right] A \\ - \frac{i}{2\sigma} (p - V^2) A_y - i\sigma \frac{k^2}{2} D |A|^2 A = 0 \end{aligned} \quad (8)$$

Donde $p = c c_g$ y $\bar{k}$ = número de onda de referencia, tomando como el promedio del número de onda a lo largo del eje y, U es la velocidad media de corriente en la dirección de la coordenada x y V en la dirección y. El término no lineal incluye D , que es:

$$D = \frac{(\cosh 4 kh + 8 - 2 \tanh^2 kh)}{8 \sinh^4 (kh)}$$



Por último, Kirby and Dalrymple (1985) han desarrollado una versión no lineal del modelo parabólico que incluye corrientes fuertes, con base en una formulación Lagrangiana (principio variacional) descrita por Luke (1967), para un fluido no viscoso e irrotacional con una superficie libre:

$$\delta \int_t \int_{\vec{x}} L d\vec{x} dt = 0; \quad L = \int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2} (\nabla \Phi)^2 + g z \right] dz \quad (9)$$

donde h es la profundidad local y $\delta = \frac{\Delta h}{kh}$ es un parámetro adimensional relativo a la variación de la profundidad en una longitud de onda. Utilizando el peralte de la onda $\varepsilon = k |A|$, se puede expresar el potencial de velocidades Φ y la superficie libre η mediante un desarrollo en serie como:

$$\Phi = \delta^{-1} \Phi_0(\delta x, \delta y, \delta t) + \varepsilon \Phi_1(x, y, z, t) + O(\varepsilon^2) \quad (10)$$

$$\eta = \eta_0(\delta x, \delta y, \delta t) + \varepsilon \eta_1(x, y, t) + O(\varepsilon^2) \quad (11)$$

asumiendo la existencia de corrientes $U = O(1)$ y con $\varepsilon \ll 1$, $\delta \ll 1$ y $\delta = O(\varepsilon)$

Aquí Φ_0 es el potencial para la corriente:

$$U = \nabla \Phi_0 \quad (12)$$

y Φ_1 viene dado por:

$$\Phi_1 = -\frac{ig}{2\sigma} A f(z) e^{i\theta} + \text{complejo conjugado} \quad (13)$$

Operando del modo descrito en Kirby & Dalrymple (1983b), se llega a la ecuación:



$$\begin{aligned} & \frac{D^2 \phi}{Dt^2} + (\vec{\nabla} \cdot \vec{U}) \frac{D\phi}{Dt} - \vec{\nabla} (c c_g \vec{\nabla} \phi) + (\sigma^2 - k^2 c c_g) \phi \\ & + 2\sigma \left[\vec{k} \vec{\nabla} \phi_2 - \frac{k^2}{2\sigma \cosh^2 kh} \right] \phi + \sigma^2 k^2 D|A|^2 \phi + i\sigma \frac{\gamma}{2} \phi = 0 \end{aligned} \quad (14)$$

donde ϕ es el potencial en la superficie libre ($\Phi(x, y, z, t) = \phi(x, y, t) f(z)$), el término no lineal $\sigma^2 k^2 D|A|^2 \phi$ representa en cierto modo, la dispersión por amplitud. El término de disipación $i\sigma \frac{\gamma}{2} \phi$, se utiliza para modelar la disipación de energía por fricción y por rotura del oleaje, y ϕ_2 es el potencial para una onda larga, que se rige por la ecuación:

$$\begin{aligned} & \frac{D^2 \phi_2}{Dt^2} + (\vec{\nabla} \cdot \vec{U}) \frac{D\phi_2}{Dt} - g \vec{\nabla} (h \vec{\nabla} \phi_2 + \vec{U}) = \\ & - \frac{gk}{2 \sinh 2kh} \frac{D}{Dt} |A|^2 + \frac{g^2}{2} \vec{\nabla} \left[\vec{k} \frac{|A|^2}{\sigma} \right] \end{aligned} \quad (15)$$

De acuerdo con Kirby and Dalrymple (1983a), para obtener la ecuación de la onda incidente, se debe despreciar el acoplamiento que produce la onda larga en el potencial ϕ .

Por otro lado, para obtener la aproximación parabólica debe asumirse que el oleaje se propaga principalmente en dirección x , es decir:

$$\vec{k} \cong (k, 0)$$

y así, la relación de dispersión resulta:

$$\omega = \sigma + \vec{k} \cdot \vec{U} \cong \sigma + k \cdot U \quad (16)$$

Donde, ω , es la frecuencia absoluta y, σ , la frecuencia intrínseca. La ecuación de la dispersión (4) que relaciona la frecuencia angular de la onda, la profundidad y el número de onda, es modificado para tener en cuenta el efecto Doppler debido a la corriente:



$$(\omega - kU)^2 = gk \tan h kh \quad (17)$$

Dado que los procesos de refracción y difracción pueden desviar la dirección de propagación de la dirección principal x , la amplitud de la onda A , debe ser una función compleja para que absorba las diferencias entre la fase real y la asumida. Si se toma el valor de $\bar{k}$ y se sustituye en (13), la nueva expresión para el potencial en la superficie libre es:

$$\phi = -i \frac{g}{2\sigma} A(x, y) e^{i \int \bar{k} dx} + \text{complejo conjugado} \quad (18)$$

despreciando la influencia de la onda larga y la dependencia de A respecto del tiempo en la ecuación (14), se llega a la siguiente ecuación parabólica para la amplitud compleja:

$$\begin{aligned} & (c_g + U) \frac{\partial A}{\partial x} + V \frac{\partial A}{\partial y} + i(\bar{k} - k)(c_g + U)A + \frac{\sigma}{2} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c_g + U}{\sigma} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V}{\sigma} \right) \right] A \\ & - \frac{i}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[(c_g - V^2) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] + \frac{i}{2} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[UV \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[UV \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] \right\} \\ & + \frac{I}{4k} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left[(c_g - V^2) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] + 2i \frac{\partial}{\partial x} \left[\sigma V \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] \right\} \\ & - \frac{\beta}{4} \left\{ 2i\omega U \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\sigma} \right) + 2i\sigma V \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) - 2UV \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right\} \\ & - \frac{\beta}{4} \frac{\partial}{\partial y} \left[(c_g - V^2) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \right] + \frac{i}{4k} \left[\frac{\partial}{\partial y} (\omega V) + 3 \frac{\partial}{\partial x} (\omega U) \right] \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\sigma} \right) \\ & + \frac{\gamma A}{2} + \frac{i\sigma}{2} G(|A|, kh)A = 0 \end{aligned} \quad (19)$$

siendo:

$$\beta = \frac{I}{k^2} \frac{\partial k}{\partial x} + \frac{I}{2k^2(c_g - U^2)} \frac{\partial}{\partial x} \left[k(c_g - U^2) \right]$$



y donde $A = A(x, y)$ es la función compleja de la amplitud de la onda, $G(|A|, kh)$ es una función no lineal con la amplitud, $U = (U, V)$ es el vector velocidad de la corriente, ω es la frecuencia angular absoluta, σ es la frecuencia angular intrínseca, c es la celeridad de fase o de la onda, cg es la celeridad de grupo, k es el número de onda y $\bar{k}$ es el número de onda de referencia medio a lo largo del eje y . Esta ecuación es la discretizada en el modelo monocromático Oluca-MC. El desarrollo y las operaciones que se requieren para llegar hasta ella son muy extensos y no se ha creído apropiado describirlos detalladamente. Dicho desarrollo puede encontrarse en las referencias: Kirby and Dalrymple (1985), y Kirby (1986a).

Aplicando el principio “Minimax”, la ecuación (19) ha sido extendida por Kirby (1986c), permitiendo ángulos de propagación mayores con respecto al eje x . La ecuación extendida que gobierna la refracción, difracción y asomeramiento de una componente discreta con frecuencia j y dirección l , es la siguiente:

$$\begin{aligned}
 & (C_{gj} + U)(A_{jl})_x - 2\Delta_1 V(A_{jl})_y + i(\bar{k}_j - a_0 k_j)(C_{gj} + U)A_{jl} \\
 & + \left\{ \frac{\sigma_j}{2} \left(\frac{C_{gj} + U}{\sigma_j} \right)_x - \Delta_1 \sigma_j \left(\frac{V}{\sigma_j} \right)_y \right\} A_{jl} + i\Delta'_j \left[\left((CC_g)_j - V^2 \right) \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y \right]_y \\
 & - i\Delta_1 \left\{ \left[UV \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y \right]_x + \left[UV \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_x \right]_y \right\} \\
 & + \frac{-b_1}{k_j} \left\{ \left[\left((CC_g)_j - V^2 \right) \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y \right]_{yx} + 2i \left(\sigma_j V \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y \right)_x \right\} \\
 & + b_1 \beta_j \left\{ 2i\omega_j U \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_x + 2i\sigma_j V \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y - 2UV \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_{xy} + \left[\left((CC_g)_j - V^2 \right) \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_y \right]_y \right\} \\
 & - \frac{i}{k_j} b_1 \left\{ (\omega_j V)_y + 3(\omega_j U_x) \right\} \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_x - \Delta_2 \left\{ \omega_j U \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right)_x + \frac{1}{2} \omega_j U_x \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right) \right\} \\
 & + ik_j \omega_j U(a_0 - 1) \left(\frac{A_{jl}}{\sigma_j} \right) + \alpha A_{jl} + \frac{\gamma_i}{2} A_{jl} + \frac{i\sigma_j}{2} k_j^2 D_j |A_{jl}|^2 A_{jl} = 0 \quad (20)
 \end{aligned}$$



donde α y γ son los coeficientes de disipación de energía por rotura del oleaje y fricción por el fondo respectivamente.

$$\sigma_j = \omega_j - k_j U; \quad \beta_j = \frac{(k_j)_x}{k_j^2} + \frac{(k_j((CC_g)_j - U^2))_x}{2k_j^2((CC_g)_j - U^2)} \quad (21)$$

$$\Delta_1 = a_1 - b_1; \quad \Delta_2 = 1 + 2a_1 - 2b_1; \quad \Delta'_j = a_1 - b_1 \frac{\bar{k}_j}{k_j} \quad (22 \text{ a})$$

$$D_j = \frac{\cosh(4k_j h) + 8 - 2\tanh^2(k_j h)}{8 \sinh^4(k_j h)} \quad (22 \text{ b})$$

Los coeficientes a_0 , a_1 y b_1 se escogen con base en el criterio de mínimo error aplicando el principio “Minimax”. Siguiendo Greene (1984), Kirby (1986c) describe la aplicación del principio de “Minimax” en problemas de superficie de ondas, las tablas con resultados de los coeficientes pueden ser consultados en dicha referencia. Los coeficientes dependen de un ancho de apertura permitido dependiendo de la dirección de las olas. Algunos de estos coeficientes se definen como:

Tabla 1. Rango de coeficientes a_0 , a_1 y b_1 de acuerdo con aproximaciones parabólicas.

Aproximaciones parabólicas	a_0	a_1	b_1
Simple: Radder (1979)	1	-0.50	0.00
Padde (1,1): Booij (1981), Kirby (1986c)	1	-0.75	-0.25
Minimax 70: Kirby (1986c)	0.994733030	-0.890064831	-0.451640568

Kirby (1986c) encontró que para rangos máximos (Minimax 70°) se obtienen resultados razonables dentro de los ángulos que típicamente se utilizan, pero mantiene reservas en cuanto a su aplicación en modelos numéricos, dado que todavía esta aproximación no ha sido suficientemente comprobada. Kirby (1994), recomienda el uso de Padde (1,1) el cual se ha implementado en el modelo espectral Oluca-SP, obteniéndose resultados razonables dentro de los $\pm 55^\circ$ con el eje x.



3.2.6. Dispersión del oleaje debida a la altura de ola significativa

Desde que se presentaron los primeros modelos de refracción y difracción combinadas, se sigue investigando el desarrollo de estos modelos originales, basados en teoría lineal, para que den respuesta a varios fenómenos físicos reales no cubiertos todavía por dicha teoría. Entre los fenómenos que son de particular importancia destaca la no linealidad de las ondas, que provoca un aumento de la celeridad por efecto de la dispersión debida a la amplitud, y no sólo debida a la frecuencia, como ocurre en ondas lineales. Se ha demostrado, Kirby and Dalrymple (1983a), (1984) que la consideración de fenómenos no lineales puede provocar una clara distorsión de los resultados a partir de unas pocas longitudes de onda.

Para representar la no linealidad en los modelos de propagación se utilizan dos aproximaciones. La primera aproximación, sugerida inicialmente por Booij (1981), consiste en utilizar una relación de dispersión empírica que modele la dispersión por amplitud en aguas someras y que tienda a la relación de dispersión frecuencial en aguas profundas. Esta técnica tiene la ventaja de tener, al menos, una descripción empírica del comportamiento en aguas someras, pero tiene el inconveniente de linealizar los resultados en aguas profundas.

La segunda consiste en modificar el modelo lineal de Kirby and Dalrymple (1983a), incluyendo un término proporcional al cubo de la amplitud de la ola que representa la distorsión del número de onda resultante de los efectos de tercer orden en la teoría de Stokes. Esta aproximación presenta la ventaja de tener una base analítica válida, pero tiene el claro inconveniente de no ser adecuada para aguas poco profundas.

3.2.6.1. Relación de dispersión empírica

La teoría de Stokes para aguas profundas e intermedias ofrece la siguiente relación de dispersión:

$$\sigma^2 = gk (1 + \varepsilon^2 D) \tanh kh \quad (23)$$

donde:



$$\varepsilon = k |A| \quad y \quad D = \frac{\cosh(4kh) + 8 - 2 \tanh^2(kh)}{8 \sinh^4(kh)} \quad (24)$$

Esta formulación es válida para números de Ursell $Ur < O(1)$ con Ur definido como:

$$Ur \equiv \frac{|A|}{h} \frac{1}{(kh)^2} \quad (25)$$

Dicha restricción no se cumple en aguas someras, donde $kh \rightarrow 0$ con $\frac{|A|}{h}$ pequeño pero finito. Además, la singularidad en D es muy grande e invalida los resultados en aguas poco profundas:

$$kh \rightarrow 0 \quad D \approx \frac{9}{8} \frac{1}{(kh)^4} \quad (26)$$

En aguas poco profundas, Hedges (1976) propuso una modificación de la relación de dispersión lineal para modelar la dispersión por amplitud:

$$\sigma^2 = gk \tanh h [k(h + |A|)] \quad (27a)$$

que en aguas poco profundas y para $\frac{|A|}{h}$ pequeño, tiende a:

$$\sigma^2 = g k^2 (h + |A|) \quad (27b)$$

o, lo que es equivalente, a:

$$c = \sqrt{g(h + |A|)} \quad (27c)$$

que representa la velocidad de propagación de una onda solitaria de altura $H = |A|$.

En aguas profundas, la relación de Hedges (1976) tiende a la relación lineal (4), ya que $\frac{|A|}{h} \rightarrow 0$ debido al aumento de la profundidad.

La no adecuación de una relación de dispersión empírica en aguas someras para modelar efectos no lineales en aguas intermedias, unida a la invalidez de la teoría de Stokes



en aguas poco profundas, condujo a Kirby & Dalrymple (1986b) a buscar una relación de dispersión que fuera capaz de predecir la celeridad de la onda desde aguas profundas a aguas someras. Con el fin de incorporarla en modelos de propagación de ondas, propusieron la siguiente relación de dispersión:

$$\sigma^2 = gk(1 + f_1 \varepsilon^2 D) \tanh(kh + f_2 \varepsilon) \quad (28)$$

donde $f_1 = f_1(kh)$ y $f_2 = f_2(kh)$ son dos funciones arbitrarias, y ε y D están definidos como en (24). El modelo presentado se construye escogiendo expresiones adecuadas para las funciones f_1 y f_2 . En particular se requiere que:

$$f_1(kh) \rightarrow 1 \text{ y } f_2(kh) \rightarrow 0 \text{ cuando } kh \rightarrow \infty \quad (29 \text{ a})$$

para recuperar la expresión del modelo de Stokes en aguas profundas e intermedias, mientras que en aguas someras se requiere que:

$$f_1(kh) = O[(kh)^5] \text{ y } f_2(kh) \rightarrow 1 \text{ cuando } kh \rightarrow 0 \quad (29 \text{ b})$$

para evitar la singularidad en D , de orden $O[(kh)^{-4}]$.

Por otro lado, la expresión de Hedges (1976) se obtiene haciendo $f_1 = 0$ y $f_2 = 1$ para cualquier valor de kh .

Con base en las exigencias anteriores, Kirby & Dalrymple (1986b) escogieron los valores de f_1 y f_2 como:

$$f_1(kh) = \tanh^5(kh) \quad (30)$$

$$f_2(kh) = \left[\frac{kh}{\sinh(kh)} \right]^4 \quad (31)$$

La relación propuesta concuerda adecuadamente con ambas relaciones; la de Stokes en aguas profundas y la de Hedges, (1976) en aguas someras. La variación de la relación de

dispersión $\frac{\sigma^2}{gk}$:



$$\frac{\sigma^2}{gk} = \frac{\frac{\sigma}{k}}{\frac{g}{\sigma}} = \frac{c}{c_0} \quad (32)$$

En función de kh para diferentes valores de ε , siendo c la celeridad de la ola y c_0 la celeridad en aguas profundas.

Con el fin de incluir efectos no lineales en la propagación de componentes de energía de un estado de mar, Kirby et al. (1994) propone modificar las relaciones de dispersión aplicadas en ondas monocromáticas (Hedges, ecuación (27a) y modelo híbrido, ecuación (28)). Esta modificación se fundamenta en que los efectos no lineales incrementan su importancia cuando la rotura del oleaje es fuerte.

Dado que la altura de ola significativa H_s , es importante dentro de los modelos de rotura como se verá más adelante, ésta ha sido incluida en las modificaciones en las relaciones de dispersión.

El modelo Oluca-SP permite las siguientes opciones de ecuaciones de dispersión, para una frecuencia dada j :

$$\sigma_j^2 = gk_j(1 + \varepsilon_j^2 D_j) \tanh(k_j h) \quad \text{Stokes sin modificar} \quad (33)$$

$$\sigma_j^2 = gk_j \tanh(k_j h + \varepsilon_s) \quad \text{Hedges modificado} \quad (34)$$

$$\sigma_j^2 = gk_j(1 + f_{1j}\varepsilon_j^2 D_j) \tanh(k_j h + f_{2j}\varepsilon_s) \quad \text{Modelo híbrido modificado, Kirby} \quad (35)$$

donde:

$$\begin{aligned} \varepsilon_j &= k_j |A|_{jl} \\ \varepsilon_s &= k_j H_s / 2 \end{aligned} \quad (36)$$

siendo h la profundidad en un punto dado del dominio, y D_j , f_{1j} y f_{2j} los mismos definidos anteriormente, para una frecuencia j . De estas opciones la (35) cubre un mayor rango de profundidades de agua.



3.2.6.2. Modificación del modelo lineal, incluyendo un término en $|A|^2 A$

Las ecuaciones parabólicas de Booij (1981) y Radder (1979) son ecuaciones basadas en la ecuación lineal de Berkhoff (1972) y, como tales, no son capaces de reproducir efectos no lineales dependientes de la amplitud de la ola. Los modelos lineales tienden, en general, a calcular por exceso las amplitudes de ola en las proximidades de zonas de concentración de olas y formación de cáusticos, donde el peralte aumenta rápidamente y los efectos no lineales llegan a ser importantes. Esta tendencia puede observarse en la verificación realizada por Berkhoff, Booij & Radder (1982).

Por esta razón, Kirby & Dalrymple (1983a) derivaron una ecuación parabólica para la propagación de ondas ligeramente no lineales "weakly-nonlinear waves" empleando un método de perturbación multiescalar. El desarrollo formal, que puede encontrarse en Kirby & Dalrymple (1983a), utiliza un desarrollo del tipo WKB (Wentzel-Kramers-Brillouin) para el potencial de onda en el contexto de la teoría de Stokes, muy similar al utilizado por Yue & Mei (1980) para el caso de profundidad constante.

La aproximación parabólica que obtuvieron para la amplitud fue:

$$\begin{aligned} 2ikc_g \frac{\partial A}{\partial x} + 2k(k - \bar{k})c_g A + i \frac{\partial(kc_g)}{\partial x} A \\ + \frac{\partial}{\partial y} c_g \frac{\partial A}{\partial y} - kc_g K' |A|^2 A = 0 \end{aligned} \quad (37)$$

con $k' = k^3 \frac{c}{c_g} D$, D definido como en (24) y A una función compleja de la amplitud.

Esta ecuación es igual que la de Radder (1979) (sustituyendo $\phi = i \frac{g}{\sigma} A e^{i\bar{k}x}$) excepto por el término no lineal:

$$- kc_g k' |A|^2 A$$

La aproximación realizada para incluir la no linealidad, utilizada en los modelos monocromático Oluca-RD y espectral Oluca-SP, fue objeto de una posterior verificación y sus



resultados fueron ampliamente satisfactorios, Kirby & Dalrymple (1984). Un inconveniente que debe considerarse es que en aguas poco profundas la aproximación de Stokes de orden superior a uno no es utilizable ya que el término D no converge, independientemente de su falta de validez desde un punto de vista físico. Sin embargo, esta limitación se soluciona parcialmente con la relación de dispersión empírica (35).

3.2.7. Clima de Oleaje

El proceso de discretización del espectro bidimensional, permite definir componentes de energía a las cuales se les asocia una amplitud compleja A_{jl} , con una frecuencia f_j y un ángulo de incidencia θ_l . Para determinar las pérdidas de energía asociadas a la rotura del oleaje (ver detalles en la siguiente sección), es necesario definir en cada punto del dominio una altura de ola estadística (altura de ola significativa, H_s o altura media cuadrática H_{rms}). Asumiendo una distribución de alturas de ola de Rayleigh y utilizando la información de las componentes espectrales en cada punto (x, y) del dominio, la altura de ola significativa se puede estimar como:

$$H_s(x, y) = \left(8 \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}(x, y)|^2 \right)^{1/2} \quad (38)$$

y la altura de ola media cuadrática H_{rms} , como:

$$\sqrt{2} H_{rms}(x, y) = H_s(x, y) \quad (39)$$

También en cada punto (x, y) del dominio se puede definir el espectro frecuencial $E(f)$, como:

$$E(f_j) = \frac{\sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}(x, y)|^2}{2(\Delta f_j)} \quad (40)$$

Donde $j = 1, \dots, N_f$ y Δf_j = ancho de incremento frecuencial para f_j .



Al objeto de definir el espectro bidimensional en un punto (x, y) del dominio, el espectro direccional se define dividiendo en 37 rangos de 5° entre $[\theta=-92.5^\circ$ y $\theta=92.5^\circ]$. Para cada frecuencia, las componentes propagadas poseen un ángulo el cual se ubica en alguno de los 37 rangos direccionales. Posteriormente, la energía es sumada para cada uno de los rangos. El espectro direccional se obtiene como:

$$S(f_j, \theta_k) = \frac{\sum_{l=1}^{z_{jk}} |A_{jl}(x, y)|^2}{2\Delta f_j \Delta \theta} \quad (41)$$

Donde $k = 1, \dots, 37$; $\Delta \theta = 5^\circ$; z_{jk} = número de componentes en la frecuencia j que se encuentran en el rango k de dirección.

La superficie libre $\eta(x, y)$, se puede obtener a partir del método de las fases aleatorias, tal como se muestra a continuación:

$$\eta(x, y) = \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} \eta_{jl}(x, y) \quad (41 \text{ a})$$

$$\eta(x, y) = \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}(x, y)| \sin(k_j x \cos \theta_{jl} + k_j y \sin \theta_{jl} + \varepsilon_{jl}) \quad (41 \text{ b})$$

donde ε_{jl} es una fase aleatoria.

3.2.8. Modelado de la disipación de energía

En muchos casos, la simulación realista de la propagación de oleaje requiere la inclusión de efectos de disipación de energía, que introducen una ligera no linealidad. La presencia localizada de disipación de energía en el fondo o en algún punto de la columna de agua provoca la difracción del oleaje, así como su atenuación.

La inclusión de un término de disipación de energía en una ecuación de propagación fue estudiada por Skovgaard, Jonsson & Bertelsen (1975), quienes presentaron un modelo de disipación por fricción de fondo. Siguiendo esta idea, Booij (1981) y posteriormente Dalrymple, Kirby & Hwang (1984) desarrollaron modelos parabólicos incluyendo dicho término de disipación.



Dalrymple, Kirby & Hwang (1984), siguiendo el método empleado por Booij (1981), introdujeron un factor de disipación g en la ecuación de Berkhoff (1972):

$$\bar{\nabla} (c c_g \bar{\nabla} \phi) + (k^2 c c_g + i \sigma \gamma) \phi = 0 \quad (42)$$

Siguiendo el razonamiento para la obtención de la ecuación parabólica de Radder (1979), separando las componentes incidente y reflejada, se llega a una ecuación parabólica con el término de disipación semejante al de (20):

$$+\frac{\gamma_j}{2} A_{jl} \quad (43)$$

donde γ , es la disipación de la energía para la componente j , dividida por la energía (sus unidades son tiempo-1). Adopta diferentes expresiones dependiendo del origen de la disipación de energía. A continuación, se muestran algunos modelos de disipación por superficie, fondo y rotura del oleaje:

3.2.8.1. Capa límite laminar en superficie y fondo

En la superficie libre del agua y en el fondo, se forman sendas capas límite debidas a la acción de la viscosidad. En las superficies contaminadas (con origen natural o no), en las que se forma una película superficial, se produce un importante amortiguamiento del oleaje. Este amortiguamiento depende del valor de la viscosidad del fluido y su valor es, según Phillips (1966):

$$\begin{aligned} \gamma_j = \gamma_{sj} + \gamma_{fj} &= \frac{\sigma_j k_j \sqrt{\frac{\nu}{2\sigma_j}} (1-i)}{\tanh(k_j h)} + \frac{2\sigma_j k_j \sqrt{\frac{\nu}{2\sigma_j}} (1-i)}{\sinh(k_j h)} = \\ &= \frac{2\sigma_j k_j \sqrt{\frac{\nu}{2\sigma_j}} (1 + \cosh^2(k_j h))}{\sinh(2k_j h)} (1-i) \end{aligned} \quad (44)$$

Donde $\nu = 1.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ es la viscosidad cinemática y $\nu/2\sigma_j$ representa el espesor de la capa límite.



3.2.8.2. Capa límite turbulenta en el fondo

En el campo, las condiciones de oleaje son tales que la capa límite en el fondo es siempre turbulenta. En este caso, la disipación de energía se puede obtener utilizando el coeficiente de fricción de Darcy-Weisbach, f . Dean and Dalrymple (1984) demostraron que la disipación de energía para esta capa límite, viene dada por la expresión:

$$\gamma_j = \frac{2\sigma_j f k_j |A_{jl}| (1-i)}{3\pi \sin h(2k_j h) \sin h(k_j h)} \quad (45)$$

con $f = 4 f_\omega$, donde $f_\omega = 0.01$ (f_ω es el coeficiente de Darcy-Weisbach para olas).

3.2.8.3. Fondos porosos de arena

La mayoría de los fondos son porosos y el oleaje induce un flujo en el interior del lecho. El resultado es un amortiguamiento debido al flujo de Darcy en la arena. Para lechos caracterizados por un coeficiente de permeabilidad dado, C_p , se puede demostrar que el amortiguamiento viene dado por:

$$\gamma_j = \frac{g k_j C_p (1-i)}{\cosh^2(k_j h)} \quad (46)$$

El coeficiente de permeabilidad, C_p , tiene unidades de (m^2) y es del orden de $4.5 \cdot 10^{-11} m^2$. Liu and Dalrymple (1984), demostraron que, para arenas muy permeables, la amortiguación está en relación inversa con C_p y que, por lo tanto, debe utilizarse una expresión diferente para γ . Sin embargo, este caso no se suele dar en la naturaleza.

3.2.8.4. Rotura del oleaje

Sin duda, la rotura del oleaje es uno de los fenómenos más significativos de la hidrodinámica costera ya que afecta a diferentes procesos costeros naturales tales como las corrientes litorales y el transporte de sedimentos. La rotura del oleaje, que principalmente se produce en la zona de “surf” al disminuir el calado; también puede producirse en aguas más profundas por peraltamiento de la ola, siendo un fenómeno altamente no lineal y disipativo.



El análisis de la rotura del oleaje es fundamental para un modelo de propagación en zonas costeras y debe servir para determinar la pérdida de energía sufrida. En general, los modelos de disipación del oleaje en rotura pueden clasificarse en dos categorías:

- modelos de disipación asociado a la propagación de bores;
- modelos que determinan la variación espacial de la energía de las olas o de la "acción de onda".

El modelo Oluca-SP permite seleccionar entre tres modelos, dos de la primera categoría (Battjes y Janssen, 1978 y Thornton y Guza, 1983) y otro de la segunda categoría (Winyu y Tomoya, 1998).

Cuando el oleaje se aproxima a profundidades reducidas cercanas a la zona de rotura, domina fundamentalmente el asomeramiento y la refracción debido al contorno del fondo. Se incrementan las velocidades y se genera disipación debido principalmente a la fricción del fondo y percolación.

Dadas las características aleatorias del oleaje en un estado de mar (diferentes amplitudes, períodos y fases), no existe un punto de rotura, sino una zona de rotura donde en cada punto existen olas rotas y no rotas, siendo la turbulencia el principal mecanismo de disipación. Con lo cual, el proceso de disipación de energía del oleaje asociado a un porcentaje de olas rompiendo en una profundidad dada, se encuentra ligado a las propiedades estadísticas del estado de mar en dicho punto (altura de ola significativa, H_s o altura de ola cuadrática media H_{rms}).

El Oluca-SP resuelve numéricamente el sistema mediante avances espaciales en el dominio, en cada paso, propaga todas las componentes de energía, las cuales recompone linealmente para obtener H_s o H_{rms} (asociadas a un estado de mar). Siendo esta información estadística, la que se emplea como entrada al modelo de disipación de energía debido a la rotura. El Oluca-SP aplica una aproximación espectral al proceso de rotura del oleaje sin considerar la rotura individual de las componentes propagadas.

Si consideramos un modelo lineal de asomeramiento para una componente de ola de frecuencia j y dirección l (Chawla et al., 1998), tenemos:



$$C_{gj} \frac{\partial A_{jl}}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{\partial C_{gj}}{\partial x} A_{jl} = 0 \quad (47)$$

Si incluimos un término de amortiguamiento con el fin de simular la rotura de dicha ola, se obtiene la siguiente ecuación de evolución:

$$C_{gj} \frac{\partial A_{jl}}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{\partial C_{gj}}{\partial x} A_{jl} = -\alpha A_{jl} \quad (48)$$

obteniéndose la siguiente ecuación de energía:

$$\frac{\partial \left(C_{gj} |A_{jl}|^2 \right)}{\partial x} = -2\alpha |A_{jl}|^2 \quad (49)$$

Sumando componentes a lo largo de las frecuencias y direcciones, obtenemos:

$$\frac{\partial \left(\sum_{j=1}^{N_f} C_{gj} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \right)}{\partial x} = -2\alpha \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \quad (50)$$

Definiendo a partir de una distribución de altura de olas de Rayleigh, la altura de ola media cuadrática H_{rms} :

$$H_{rms}^2 = 4 \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \quad (51)$$

Sustituyendo (51) en (50), obtenemos:

$$\frac{\partial \left(\sum_{j=1}^{N_f} C_{gj} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \right)}{\partial x} = -\frac{1}{2} \alpha H_{rms}^2 \quad (52)$$



Por otro lado, como se verá más adelante, tanto los modelos de disipación de energía para ondas monocromáticas, como los modelos de oleaje, plantean un balance de flujo de energía de la siguiente forma:

$$\frac{\partial EC_g}{\partial x} = -\bar{D} \quad (53)$$

Donde D es la tasa media temporal de disipación de energía por unidad de área, debido a la rotura del oleaje, y EC_g el flujo de energía expresado como:

$$EC_g = \frac{1}{2} \rho g \sum_{j=1}^{N_f} C_{gj} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \quad (54)$$

Sustituyendo (54) en (53) y luego ésta en (52), se obtiene la siguiente relación:

$$\alpha = \frac{4\bar{D}}{\rho g H_{rms}^2} \quad (55)$$

Los modelos de disipación de energía del tipo (53), pueden ser incluidos dentro de las ecuaciones del modelo parabólico mediante el término αA_{jl} en (20), aplicando la expresión de α definida en (55).

3.2.8.5. Modelo de disipación de Battjes y Janssen, 1978 (MBJ)

Este modelo predice la transformación de la altura de ola media cuadrática H_{rms} debido a la disipación por rotura del oleaje. Se fundamenta en la hipótesis que la distribución de las alturas de ola, asociada a un H_{rms} , son del tipo Rayleigh. Dicha distribución de alturas de ola es truncada, a partir de una altura de ola máxima que permite una profundidad dada. Esta energía truncada permite calcular la tasa de energía media a ser disipada, $\bar{D}$.

Dentro de este modelo deben distinguirse dos aspectos: La tasa de disipación por rotura de una sola onda independiente, y la probabilidad de ocurrencia de olas rompiendo de un estado de mar, en una profundidad dada. En cuanto a la primera, tal como lo plantean muchos autores (por ejemplo, Stoker, 1957; Le Méhauté, 1962; Battjes et al., 1978), la energía



disipada en el proceso de rotura de una onda se asocia a la energía disipada por un “bore” en flujo uniforme. Esto permite definir una relación del orden de magnitud de la tasa de disipación de energía por unidad de área D :

$$D \approx 1/4 f \rho g \frac{H_b^3}{h_b} \quad (56)$$

Donde f es la frecuencia de la onda, ρ la densidad de masa del agua, g la aceleración de la gravedad, H_b la altura de ola (cresta-seno) cuando rompe y h_b la profundidad donde rompe la onda.

En cuanto al segundo aspecto, dado que la anterior tasa de disipación se aplica para una onda monocromática, su extensión a un oleaje (escrito como D) debe tener en cuenta la aleatoriedad de las olas y el hecho de que no todas las olas que pasan por un punto rompen.

Por lo tanto, el modelo MBJ asume como hipótesis que:

1. La frecuencia de pico asociada al espectro de energía de entrada f_p , se usa como frecuencia f en (56). Lo que presupone que la disipación es independiente de la frecuencia.
2. H_b es la máxima altura de onda monocromática que pasa sin romper, en un punto con profundidad, h_b . El MBJ aplica una expresión del tipo Miche (1954) para definir (H_b/h_b) , como se verá más adelante.
3. $H_b/h_b \sim 0$ (1) en la zona de rompientes.
4. La distribución de alturas de ola en la zona de rotura, se asume del tipo Rayleigh. Ésta al ser truncada para $H > H_b$ permite definir una expresión para la fracción de olas rotas Q_b , en una determinada profundidad.
5. Todas las olas rotas tienen una altura de ola igual a H_b .
6. Solo se considera el balance de flujo de energía en la dirección x (53).
7. No tiene en cuenta la recomposición de olas en perfiles con barras.

Con lo cual, la tasa de disipación media de un oleaje D se plantea como:

$$\overline{D} = \frac{\alpha_1}{4} Q_b f_p \rho g H_b^2 \quad (57)$$



Donde a_1 es una constante de orden uno. Si no tenemos en cuenta en (57) Q_b , ésta sería la disipación de una onda de altura H_b . Cuando se incluye Q_b (Q_b = número de olas rotas en un punto / número de olas totales), estamos obteniendo la disipación total dividida entre todas las componentes, con lo cual, $\bar{D}$ es una disipación media asociada a cada una de las componentes del oleaje.

3.2.8.6. Altura de ola de rotura, H_b

El MBJ aplica el modelo de Miche (1954), con una ligera modificación al incluir el parámetro de rotura γ :

$$H_b = 0.88k_p^{-1} \tanh\left(\frac{\gamma k_p h}{0.88}\right) \quad (58)$$

Donde k_p es el número de onda definido a partir de la relación de dispersión lineal, con la frecuencia pico inicial (f_p), h es la profundidad local del agua y γ la relación de altura de ola y profundidad del agua ($\gamma=H_b/h$). Obsérvese en (58) que para profundidades muy reducidas (h pequeño, $H_b \sim \gamma h$).

Battjes y Stive (1985) utilizando datos de campo y ensayos de laboratorio de pequeña y gran escala, calibraron el parámetro γ en (58) que mejor ajustaba D , para esto fijaron $\alpha_1 = 1$ en (57). La expresión que obtuvieron fue la siguiente:

$$\gamma = a\alpha_1 + b\ln\tanh(33S_o) \quad (59)$$

Nairn (1990) incluye una serie de datos de bajo peralte de ola, medidos en Leadbetter beach, California, obteniendo el siguiente ajuste:

$$\gamma = 0.39 + 0.56\tanh(33S_o) \quad (60)$$

En el capítulo 5 de validación del Oluca-SP, se prueban estas dos expresiones, obteniéndose resultados muy similares. A partir de estas pruebas, se ha dejado (60) como fija dentro del modelo.



3.2.8.7. Fracción local de olas rotas, Q_b

Tal y como se ha indicado dijo anteriormente, el MBJ asume que la función de probabilidad de distribución de altura de olas (rotas o no rotas) en un punto dado, es del tipo Rayleigh. En aguas reducidas, la distribución de Rayleigh se trunca para $H > H_b$, siendo necesario asumir una distribución de probabilidad de la energía de olas rotas. Battjes y Janssen asumen como hipótesis que todas las olas rotas tienen una altura de ola igual a H_b , pero con una función delta en H_b que representa las olas rotas. Con esta hipótesis puede ser demostrado que la probabilidad de ocurrencia de olas rotas, Q_b , está relacionada con H_{rms} y H_b (ver detalles en Battjes y Janssen, 1978), obteniéndose la siguiente expresión:

$$\frac{1 - Q_b}{- \ln Q_b} = \left(\frac{H_{rms}}{H_b} \right)^2 \quad (61)$$

Q_b puede ser resuelta en esta relación aplicando el método Newton-Raphson. En (61) cuando el oleaje representado por H_{rms} es muy pequeño con respecto a la altura de ola máxima local H_b , entonces $Q_b \sim 0$ lo que indica que no hay olas rompiendo, caso que ocurre en grandes profundidades. Si por el contrario nos acercamos a profundidades muy reducidas, H_b es pequeño frente a H_{rms} , y entonces $Q_b \sim 1$, lo que significa que todas las olas rompen.

A efectos prácticos, sustituyendo (61) en (57), es posible sustituir H_b por H_{rms} , obteniéndose la siguiente expresión:

$$\bar{D} = \frac{\alpha_1}{4} f_p \rho g H_{rms}^2 \left(\frac{- \ln Q_b}{1 - Q_b} \right) Q_b \quad (62)$$

De nuevo si sustituimos esta expresión en (55), obtenemos el coeficiente α de fricción que aplica el modelo parabólico, para cada una de las componentes de energía propagadas con (20), donde la expresión α es:

$$\alpha = \alpha_1 f_p \left[\frac{- \ln Q_b}{1 - Q_b} \right] Q_b \quad (63)$$



Al ser $\alpha_1 \neq f(f)$, implica que todas las componentes disipan por igual, hipótesis que se hace dado que el modelo no incluye interacción onda-onda. Algunos autores como (Kaihatu et al., 1995 y Kirby et al., 1996), han propuesto relaciones de a como una función de la frecuencia al cuadrado, con el fin de incluir la interacción onda-onda. Dado que estas relaciones no han sido debidamente contrastadas, no han sido incluidas dentro del modelo.

El proceso de cálculo de la disipación es el siguiente:

1. Dada la frecuencia pico f_p , y una profundidad local, se determina H_b de (58).
2. Con H_{rms} recompuesta a partir de las componentes de energía aplicando (38) y (39) y H_b , se obtiene la fracción de olas rotas Q_b en (61).
3. Se calcula a de (63) y se reincorpora dentro del modelo parabólico (20), con el cual se propagan cada una de las componentes del espectro.

Junto a las hipótesis planteadas anteriormente, es necesario incluir algunas hipótesis que se asumieron al incorporar este modelo en el OLUCA.-SP:

1. El Oluca-SP asume que el coeficiente α en (63) es constante para todas las frecuencias de las componentes de energía, debido a que el modelo Oluca-SP es lineal y no incluye la interacción onda-onda.
2. El Oluca-SP está orientado a la propagación de oleajes “swell”, dado que no se ha modificado el MBJ para tener en cuenta efectos direccionales, únicamente se considera el cambio de flujo de energía en la dirección principal de propagación x .
3. El MBJ no tiene en cuenta la recomposición de las olas en zonas posteriores a barras, sin embargo, en la práctica, un incremento en la profundidad del agua causa que la disipación decrezca.

3.2.8.8. Modelo de disipación Thornton y Guza (1983) (MTG)

Este modelo es similar al MBJ, se fundamenta en la similitud de la disipación de energía debido a la rotura del oleaje con la disipación de un “bore”, y en que la distribución de alturas de ola en un punto es del tipo Rayleigh.

El MTG aplica una relación de D similar a la (56), la cual aplicada a una onda monocromática, aparece como:



$$D \approx \frac{1}{4} f \rho g \frac{(BH)^3}{h} \quad (64)$$

donde B es un parámetro del 0(1) asociado al tipo de rotura ($B \sim 1$ la rotura es similar a la disipación del "Bore", $B < 1$ rotura en Spilling, y $B > 1$ rotura en voluta).

La extensión de esta relación de una onda monocromática a la disipación media por rotura en un oleaje aleatorio (D), supone las siguientes hipótesis:

1. La frecuencia en (64) es la asociada a f_p , asumiendo de nuevo que la disipación media de todas las componentes en un punto dado, es constante.
2. La distribución de alturas de ola en la zona de rotura es del tipo Rayleigh.
3. A diferencia del MBJ, este modelo propone una función empírica de distribución de alturas de olas rotas $P_b(H)$, la cual depende de H_{rms} , h y $\gamma=0.42$ (ver detalles en Thornton y Guza, 1983). Esta función permite definir una rotura y disipación diferente para cada componente (no todas las olas grandes están rompiendo como ocurría con el MBJ para $H > H_b$) y por otro lado, no es necesario definir una altura de ola máxima de rotura H_b .
4. Solo considera balance de flujo de energía en la dirección x (53).
5. No tiene en cuenta la recomposición de olas cuando aumenta la profundidad en la dirección de la propagación.

La expresión para (D) del MTG es:

$$\bar{D} = \frac{B^3}{4h} \rho g f_p \int_0^\infty H^3 P_b(H) dH \quad (65)$$

Desarrollando matemáticamente esta expresión, se obtiene:

$$\bar{D} = \frac{3\sqrt{\pi}}{16} \rho g \frac{B^3 f_p}{\gamma^4 h^5} H_{rms}^7 \quad (66)$$

Stive (1984) afirma que la disipación similar al bore subestima la disipación por rotura entre un 30% y 50%, y recomienda para ensayos de laboratorio $B=0.8$ y campo $B=1.5$. Posteriormente, Mase y Kirby (1992), recomiendan para las constantes B y γ valores de 1 y



0.6 respectivamente. A partir de las pruebas del modelo en el capítulo 5, se concluyó que $B = 1.0$ y $\gamma = 0.6$ representan bastante bien la propagación en laboratorio y campo. Sustituyendo (66) en (55), se obtiene el parámetro de disipación α aplicado en (20):

$$\alpha = \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \frac{f_p B^3}{\gamma^4 h^5} H_{rms}^5 \quad (67)$$

Al igual que la implementación del MBJ en el Oluca-SP, el MTG asume las mismas tres hipótesis anteriormente expuestas.

3.2.8.9. Modelo de disipación de Winyu y Tomoya (1998) (MWT)

Este modelo, a diferencia de los anteriores, no asume disipación de energía por rotura similar a la del “bore”. El MWT asume un modelo de disipación similar al de Dally (1992), donde D es proporcional a la diferencia entre el flujo de energía local de una ola rompiendo y el flujo de energía estable. La diferencia es que el MWT no aplica la disipación propagando ola a ola, dado que computacionalmente es inviable, en este modelo incorporan la fracción de olas rotas Qb (la misma de Battjes et al., 1978).

La expresión para la disipación media de energía debido a la rotura del oleaje D se expresa como:

$$\bar{D} = \frac{K_5 Q_b C_p}{h} [E_m - E_s] \quad (68)$$

donde:

$$E_m = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 \quad (69)$$

$$E_s = \frac{1}{8} \rho g H_e^2 = \frac{1}{8} \rho g (\Gamma_e h)^2 \quad (70)$$

K_5 es una constante proporcional, C_p es la velocidad de fase asociada a la frecuencia pico f_p del espectro, h es la profundidad local del agua, E_m es el flujo medio de energía local,



E_s es el flujo medio de energía estable, H_e es la altura de ola estable y Γ_e es el factor de estabilidad de ola para oleaje irregular.

Reemplazando (69) y (70) en (68), se obtiene la siguiente expresión:

$$\bar{D} = \frac{K_5 Q_b C_p \rho g}{8h} [H_{rms}^2 - (\Gamma_e h)^2] \quad (71)$$

Donde el factor Γ_e es definido de forma empírica, como:

$$\Gamma_e = \exp \left[K_6 \left(-0.36 - 1.25 \frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} \right) \right] \quad (72)$$

K_6 es un coeficiente de ajuste, L_p es la longitud de onda asociada a la frecuencia pico f_p . Los límites para Γ_e se definen como: ($\Gamma_e = 0.02$ para $\frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} > 1.6$ y $\Gamma_e = 0.52$ para $\frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} < 0.04$).

La fracción de olas rotas Q_b se define como en (61), pero la altura de ola de rotura H_b es calculada aplicando el criterio de rotura de Goda (1970):

$$H_b = K_7 L_o \left\{ 1 - \exp \left[-1.5 \frac{\pi h}{L_o} (1 + 15m^{4/3}) \right] \right\} \quad (73)$$

Donde K_7 es un coeficiente de ajuste, L_o es la longitud de onda en profundidades indefinidas y asociada a f_p , y m la pendiente del fondo.

Winyu y Tomoya (1998) calibraron el modelo para determinar los valores óptimos K_5 , K_6 y K_7 . La calibración fue llevada a cabo con datos de 128 experimentos de gran escala del SUPERTANK (Kraus y Smith, 1994). Las pruebas indicaron que $K_5 = 0.10$, $K_6 = 1.60$ y $K_7 = 0.10$ dan un buen ajuste entre las alturas de ola media cuadráticas medidas y calculadas. El modelo se verificó con éxito en modelos de pequeña escala (Smith y Kraus, 1990), datos de campo del proyecto DELILAH (Smith et al., 1993), datos de campo de Thornton y Guza (1986)



y las pruebas realizadas que se detallarán más adelante en el apartado de comprobaciones sobre el modelo Oluca SP.

En cuanto a su implementación dentro del Oluca-SP, se asumieron las mismas hipótesis de los modelos previos. Reemplazando (71) en (55) se obtiene la expresión de α en (20), como:

$$\alpha = \frac{K_5 C_p Q_b}{2h} \left[1 - \left\{ \frac{\Gamma_e h}{H_{rms}} \right\}^2 \right] \quad (74)$$

3.2.8.10. Zonas de tierra

Las grandes islas que cortan la superficie libre y las costas que puedan tener zonas de rotura se tratan mediante la técnica de la “película delgada” de Dalrymple, Kirby y Mann (1984). Este procedimiento permite el cálculo sencillo de las alturas de ola alrededor de islas de forma arbitraria, reemplazando las islas por bajos extremadamente someros (1 mm). La rutina de disipación reduce las alturas de ola sobre el bajo a menos de un milímetro, de manera que la energía que pasa por encima del bajo para las distintas componentes de energía resulta despreciable. De esta manera, el Oluca-SP no distingue desde el punto de vista computacional las islas de las áreas de mayor profundidad, obteniéndose sin embargo como resultado la influencia de la isla sobre el oleaje.

3.2.9. Tensores de radiación debido al oleaje irregular

Los tensores de radiación debida a un oleaje irregular se calculan con base en los tensores que generan cada una de las componentes de energía. Dichas componentes se propagan a un ángulo θ con el eje x y la suma lineal de todas éstas en un punto del dominio, determinaron las siguientes expresiones de tensores de radiación:

$$S_{xx}(x, y) = \frac{I}{2} \rho g \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \left[n_j (1 + \cos^2 \theta_{jl}) - \frac{I}{2} \right] \quad (75)$$

$$S_{yy}(x, y) = \frac{1}{2} \rho g \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \left[n_j (1 + \sin^2 \theta_{jl}) - \frac{1}{2} \right] \quad (76)$$



$$S_{xy}(x, y) = \frac{1}{4} \rho g \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 n_j \sin(2\theta_{jl}) \quad (77)$$

Donde S_{xx} es el tensor de radiación actuando en el plano x a lo largo del eje x ; S_{yy} es el tensor de radiación actuando en el plano y a lo largo del eje y ; S_{xy} es el tensor de radiación actuando sobre el plano y a lo largo del eje x (por simetría $S_{xy} = S_{yx}$); n_j es la relación de la velocidad de grupo C_{gj} con respecto a la velocidad de fase C_j de la componente frecuencial j ; n_j es dada en términos del número de onda K_j y la profundidad local de agua h , como:

$$n_j = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2K_j h}{\sinh(2k_j h)} \right) \quad (78)$$

Con el fin de definir un ángulo medio q del espectro en cada punto (x, y) del dominio, el Oluca-SP estima q con base en la dirección media del tensor S_{xy} calculado con (77), la frecuencia pico y la altura de ola significativa en el punto. El ángulo θ se define como:

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2} \arcsen \left(\frac{2S_{xy}}{E n_p} \right) \quad (79)$$

Donde n_p está asociada a la frecuencia pico f_p . Asumiendo una distribución de alturas de ola de Rayleigh, la altura de ola significativa H_s y la energía del oleaje se definen como:

$$H_s^2 = 8 \sum_{j=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 = 2H_{rms}^2 \quad (80)$$

$$E = \frac{1}{2} \rho g \sum_{j=1}^{n_f} \sum_{l=1}^{N_\theta} |A_{jl}|^2 \quad (81)$$

Reemplazando (80) en (81) se encuentra que:

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_s^2 = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 \quad (82)$$



Que al sustituir esta expresión en (79), se obtiene la relación θ que calcula el Oluca-SP:

$$\bar{\theta}(x, y) = \frac{1}{2} \arcsen \left[\frac{32 S_{xy}}{\rho g H_s^2 n_p} \right] \quad (83)$$

3.2.10. Espectro bidimensional de entrada

El oleaje asociado a un estado de mar se define a partir de un espectro bidimensional (S), el cual se localiza en el contorno exterior del dominio (mar adentro), dicho espectro se compone de un espectro frecuencial (E) y una función de dispersión dirección (D), tal como se muestra a continuación:

$$S(f, \theta) = E(f, h) \cdot D(\theta) \quad (84)$$

3.2.10.1. Espectro frecuencial TMA (Bouws et al., 1985)

El modelo Oluca-SP permite dos maneras de definir el espectro frecuencial, una mediante la lectura de un archivo externo, y otra a partir de un espectro TMA (Texel Marsen Arsloe). El espectro TMA (E_{TMA}) se aplica en zonas cercanas a la costa donde las profundidades son relativamente poco profundas y las olas son afectadas por el fondo, se define a partir de un espectro JONSWAP (E_{JON}), el cual es modificado por una función adimensional de la profundidad F_k (Hughes, 1984), siendo su expresión como se muestra a continuación:

$$E_{TMA}(f, h) = E_{JON}(f) \cdot \Phi_k(\omega_h) \quad (85)$$

con:

$$E_{JON}(f) = E_p(f) \phi_{pm} \left(\frac{f}{f_p} \right) \phi_j(f, f_p, \gamma, \sigma) \quad (86)$$

$$E_p = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5}$$

$$\phi_{pm} = \exp \left[\frac{-5}{4} \left(\frac{f}{f_p} \right)^{-4} \right]$$

$$\phi_j = \exp \left[\ln(\gamma) \exp \left(-\frac{(f - f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2} \right) \right]$$

$$\sigma = \begin{cases} 0.07 & f \leq f_p \\ 0.09 & f > f_p \end{cases}$$

$$\Phi_k = \begin{cases} 0.5\omega_h^2 & \omega_h \leq 1 \\ 1.0 & \omega_h \geq 2 \\ 1 - 0.5(2 - \omega_h)^2 & 1 < \omega_h < 2 \end{cases} \quad (87)$$

donde f es la frecuencia (Hz), f_p la frecuencia pico, g es la aceleración de la gravedad, α la constante de Phillips, que se escala para obtener la altura de ola media cuadrática, γ es un factor que define la anchura del espectro ($\gamma \sim 10$ para oleajes Swell; $\gamma = 2 \sim 4$ oleajes sea), y ω_h es la frecuencia angular normalizada por la profundidad de agua h , y definida como:

$$\omega_h = 2\pi f \left(\frac{h}{g} \right)^{1/2} \quad (88)$$

La condición $\omega_h \geq 2$ en (87), convierte el espectro TMA en un espectro JONSWAP, condición que se presenta en profundidades indefinidas.



3.2.10.2. Función de dispersión direccional normalizada (Borgman, 1984)

La distribución angular de ondas individuales de un espectro en el OlucaSP, se describe a partir de la siguiente función:

$$G(\theta) = \frac{1}{2\pi} + \frac{1}{\pi} \sum_{j=1}^J \left\{ \exp \left[-\frac{(j\sigma_m)^2}{2} \right] \cos j(\theta - \theta_m) \right\} \quad (89)$$

Donde θ_m es la dirección media del oleaje, J un número arbitrario de armónicos para representar la serie de Fourier (valor seleccionado en el Oluca-SP $J = 100$) y σ_m el parámetro que determina el ancho de la dispersión direccional. Esta expresión que ha sido aplicada con buenos resultados por diferentes actores (Vicent et al., 1989; Panchang et al., 1990, Pae et al., 1992; Chawla et al., 1998).

3.2.10.3. Parámetros de entrada al espectro bidimensional

Espectro TMA:

h = profundidad (m)

H_s = altura de ola significativa (m)

f_p = frecuencia pico (Hz)

γ = factor de ensanchamiento del pico.

Función de dispersión direccional:

θ_m = dirección media del oleaje (grados),

σ_m = ancho del espectro (grados).



3.2.11. Hipótesis del modelo de propagación

1. Fluido

- No viscoso
- Incompresible
- Densidad constante

2. Flujo

- Irrotacional
- Estacionario

3. Dinámicas

- Presión constante en la superficie libre
- No se considera la acción del viento
- No se considera la acción de Coriolis

4. Contornos

- Fondo de pendiente suave:

El desarrollo matemático de las ecuaciones del modelo, se plantean con la hipótesis de que las variaciones del fondo con las coordenadas horizontales, son pequeñas en comparación con la longitud de onda. Para el modelo lineal, Berkhoff (1982) realizó una comparación entre un modelo numérico exacto y el de la ecuación de pendiente suave para ondas propagándose sobre una playa. Encontró que hasta pendientes del fondo de 1:3 el modelo de la pendiente suave es exacto y que para pendientes mayores predice adecuadamente las tendencias.

5. Propagación

- No linealidad débil:

Dependencia débil de la ecuación de dispersión con la altura de ola significativa (35); modelo no lineal Stokes-Hedges.



Aproximación parabólica: Las componentes se propagan principalmente en una dirección (x). Con lo cual se desprecian términos $\left(\frac{\partial^2(\cdot)}{\partial x^2}\right)$. La solución es tanto más aproximada cuanto menor variación haya en la dirección x .

Esta aproximación parabólica implica varias ventajas y desventajas:

Ventajas: (1) se ha mostrado como una ecuación de gobierno correcta para la propagación de componentes lineales sobre fondos de pendientes suaves, en presencia de corrientes; (2) es una ecuación de tipo parabólico y, como tal, no necesita condiciones en todo el contorno, sino que basta con una condición inicial en el contorno desde el que se va a propagar y condiciones en los contornos laterales. Además, es una herramienta muy útil para reducir el esfuerzo y el tiempo de computación, pues pueden utilizarse esquemas implícitos de seis puntos como el de Crank-Nicholson y obtener soluciones rápidas y estables.

Desventajas: (1) limitación del ángulo de propagación del oleaje a 55° con respecto al eje principal, (x); (2) se desprecia el efecto de las ondas reflejadas; y (3) las soluciones son tanto más aproximadas cuanto menor variación haya respecto a esa dirección principal. El segundo inconveniente no es tan importante en la práctica, pues en la propagación del oleaje hacia la costa interesan sobre todo los efectos de la refracción y difracción.

Lee y Wang (1992), compararon cinco modelos de propagación, todos ellos basados en la ecuación para pendientes suaves: dos modelos son de tipo hiperbólico, dos de tipo elíptico y uno de tipo parabólico. Los parámetros que se evalúan en el citado trabajo son la exactitud de los resultados, el grado de dificultad computacional y su aplicabilidad práctica en función de la bondad para simular los diferentes fenómenos que tienen lugar durante la propagación del oleaje. Las ventajas del modelo parabólico son las ya comentadas: facilidad de programación, estabilidad numérica y ahorro de tiempo de computación; y sus inconvenientes son la imposibilidad de simular la reflexión del oleaje y una menor precisión de sus resultados.



Cabe destacar, como dato de referencia que no debe ser extrapolado a otros ensayos, que al analizar el experimento de Ito & Tanimoto (1972) en condiciones idénticas para los cinco modelos, el modelo parabólico, en la propagación de una onda invirtió aproximadamente 20 segundos de CPU, consumió 20 veces menos tiempo que uno de los modelos elípticos y alrededor de 50 veces menos tiempo de CPU que los modelos hiperbólicos, siendo los resultados del mismo grado de precisión para los cinco modelos.

6. Modelo de disipación por rotura

Tal y como se indicó anteriormente, cada uno de los tres modelos de disipación propuestos se sustentan sobre una serie de hipótesis, resumiéndose las más importantes desde el punto de vista de la implementación de estos modelos en el Oluca-SP, como:

- La distribución de alturas de ola dentro de la zona de rompientes es del tipo Rayleigh.
- El balance de flujo de energía se realiza en la dirección principal de la propagación, eje x.
- No existe una interacción onda-onda dado el carácter lineal del modelo, por lo tanto, la disipación se asume igual para todas las componentes frecuenciales.
- El modelo está orientado a propagaciones de oleaje de espectros no muy anchos direccionalmente ($\pm 55^\circ$) (oleajes tipo del Swell). Esto es debido a las limitaciones de ángulo y también a que los modelos de disipación no presentan correcciones direccionales en los balances de flujo de energía.

3.2.12. Ecuaciones del modelo

En consecuencia de todo lo anterior, la ecuación utilizada en este modelo para modelar la propagación del oleaje considera los fenómenos de:

- (1) Asomeramiento,
- (2) refracción por fondo,
- (3) difracción,



- (4) presencia de corrientes,
- (5) disipación de energía,
- (6) rotura, y
- (7) dispersión por amplitud.

3.2.13. Comprobaciones sobre el modelo Oluca SP (MOPLA-SMC 2.5)

El modelo Oluca-SP fue comprobado aplicándolo en casos de ensayos de modelos físicos en laboratorio y casos reales en playa, para lo cual se tomaron los datos de tres diferentes ensayos realizados en laboratorio: (1) Mase y Kirby (1992), quienes llevaron a cabo la propagación de un oleaje unidireccional sobre una playa de pendiente recta; (2) los ensayos de Chawla (1995), quien propagó diferentes espectros bidimensionales (anchos y estrechos) sobre un fondo horizontal con un bajo circular; y (3) los ensayos de Vincent y Briggs (1989), quienes generaron oleaje direccional sobre una batimetría de fondo plano y un bajo elíptico. Con esta finalidad, el modelo fue comprobado con datos del experimento de campo denominado DELILAH (Duck Experiment on Low-frequency and Incident-band Longshore and Across-shore Hydrodynamics), llevados a cabo por el Coastal Engineering Research Center field Research Facility in Duck, NC, en octubre de 1991 (ver detalles de los ensayos en Birkemeier, 1991).

De esta forma, las comprobaciones realizadas mediante la aplicación del modelo numérico Oluca-SP, fueron llevadas a cabo en:

- (1) Los ensayos de propagación de oleaje sobre una pendiente constante de Mase y Kirby (1992)
- (2) Los ensayos sobre un bajo elíptico de Vincent y Briggs (1989)
- (3) Los ensayos de Chawla (1995) sobre un bajo circular
- (4) Los ensayos en campo del experimento DELILAH, Duck, NC.

Tras dichas comprobaciones, las conclusiones que se extrajeron fueron las siguientes:

- El modelo numérico Oluca-SP simula la evolución de un espectro de oleaje sobre un fondo variable. Representa de forma aproximada los fenómenos de asomeramiento, refracción, refracción-difracción y rotura del oleaje, expresados en términos de la altura de ola significativa y la evolución espacial del espectro bidimensional.



- Los tres modelos de disipación por rotura del oleaje: (1) Thornton y Guza (1983); (2) Battjes y Janssen (1978) y (3) Winyu y Tomoya (1998), representan de manera muy similar la propagación del oleaje. De acuerdo con las diferentes pruebas de calibración de parámetros, se han definido para el modelo (1): $B = 1$ y $g = 0.6$ (parámetros propuestos por sus autores). Para el modelo (2) la variación entre parámetros es pequeña, se han definido como fijos dentro del modelo $aa1 = 0.39$, $bb1 = 0.56$ y $a1 = 1$. Finalmente, el modelo (3) aunque disipa más energía que los dos anteriores, también presenta bastante bien la evolución del oleaje, definiéndose como parámetros fijos los propuestos por sus autores ($K5 = 0.1$, $K6 = 1.6$ y $K7 = 0.1$).
- Se ha comprobado la hipótesis de asumir una distribución de alturas de ola del tipo Rayleigh, dado que la recomposición de la altura de ola significativa en cada punto del dominio, incluida la zona de rompiente, es bastante aproximada.
- Antes de un bajo sumergido donde predomina el asomeramiento, las variaciones de la altura de ola significativa dependen fundamentalmente de las características del espectro frecuencial de entrada, y muy poco de la función direccional.
- Sobre un bajo y la zona posterior a éste (donde predomina la refracción difracción), las variaciones de la altura de ola significativa dependen fundamentalmente de la función direccional inicial, más que el espectro frecuencial. Un oleaje del tipo “sea”, con una función direccional de entrada ancha, presenta una menor variación de H_s y mayor distribución de la energía en el dominio, en comparación con un oleaje del tipo “swell” o de banda direccional estrecha.
- Dado que el Oluca-SP es un modelo débilmente no lineal, no tiene en cuenta la transferencia de energía entre componentes, que unido a una disipación por rotura independiente de las frecuencias y direcciones, manifiesta pequeñas discrepancias en la altura de ola significativa en propagaciones con frentes cruzados o trenzados simultáneamente con rotura. Discrepancias no relevantes desde un punto de vista ingenieril, dada su pequeña magnitud.



3.2.14. Propagaciones hasta pie de playa de la zona de estudio

Con el software Oluca-SP (espectral), módulo integrado en MOPLA, en el paquete informático SMC 2.5, se han realizado las propagaciones, desde profundidades indefinidas hasta el pie de playa del tramo de costa de estudio, para cada uno de los temporales preseleccionados, obteniéndose de este modo los parámetros que caracterizan el temporal con sus valores previos al fenómeno de rotura propagados a pie de playa; que notaremos con los subíndices H_{spp} , T_p (se mantiene el período de pico en la propagación hasta pie de costa).

Dicho software de modelado numérico aplica los fundamentos teóricos especificados en los apartados anteriores para la propagación hasta la costa, sobre la batimetría obtenida a partir de los datos batimétricos procedentes de Navionics e introducida en el formato digital para MDT X, Y, Z, unidas a su vez con la topografía terrestre a partir de los datos LIDAR del I.G.N. (año 2016-2017). Previamente se ha realizado una homogeneización altimétrica, transformando los datos altimétricos digitales de Navionics referidos a la BMVE, al plano de comparación $Z=0$ del I.G.N. con referencia al N.M.M.A., al igual que el levantamiento topográfico LIDAR del I.G.N., de forma que la referencia de todo el MDT final es la del N.M.M.A., lo cual ha de tenerse en cuenta a la hora de su importación desde MOPLA a la hora de establecer los niveles mareales durante las simulaciones de propagación del oleaje.

Para el proceso computacional de propagación del oleaje, se diseña mediante el software una concatenación de mallas de puntos que comprende desde las proximidades a la separación de profundidades indefinidas a intermedias hasta la costa en la zona de estudio comprendiendo en su avance la ubicación del Punto Simar 2118140 tomado como fuente de datos de los temporales definidos por los estados de mar seleccionados, obteniéndose como resultado final los valores propagados del temporal para cada uno de los puntos de la última malla, la de mayor resolución y que comprende hasta pie de playa de la zona de estudio y siempre teniendo en cuenta que las direcciones de los oleajes no difieren en más de 55° con la dirección de la concatenación de mallas, requisito necesario para poder realizar los cálculos.

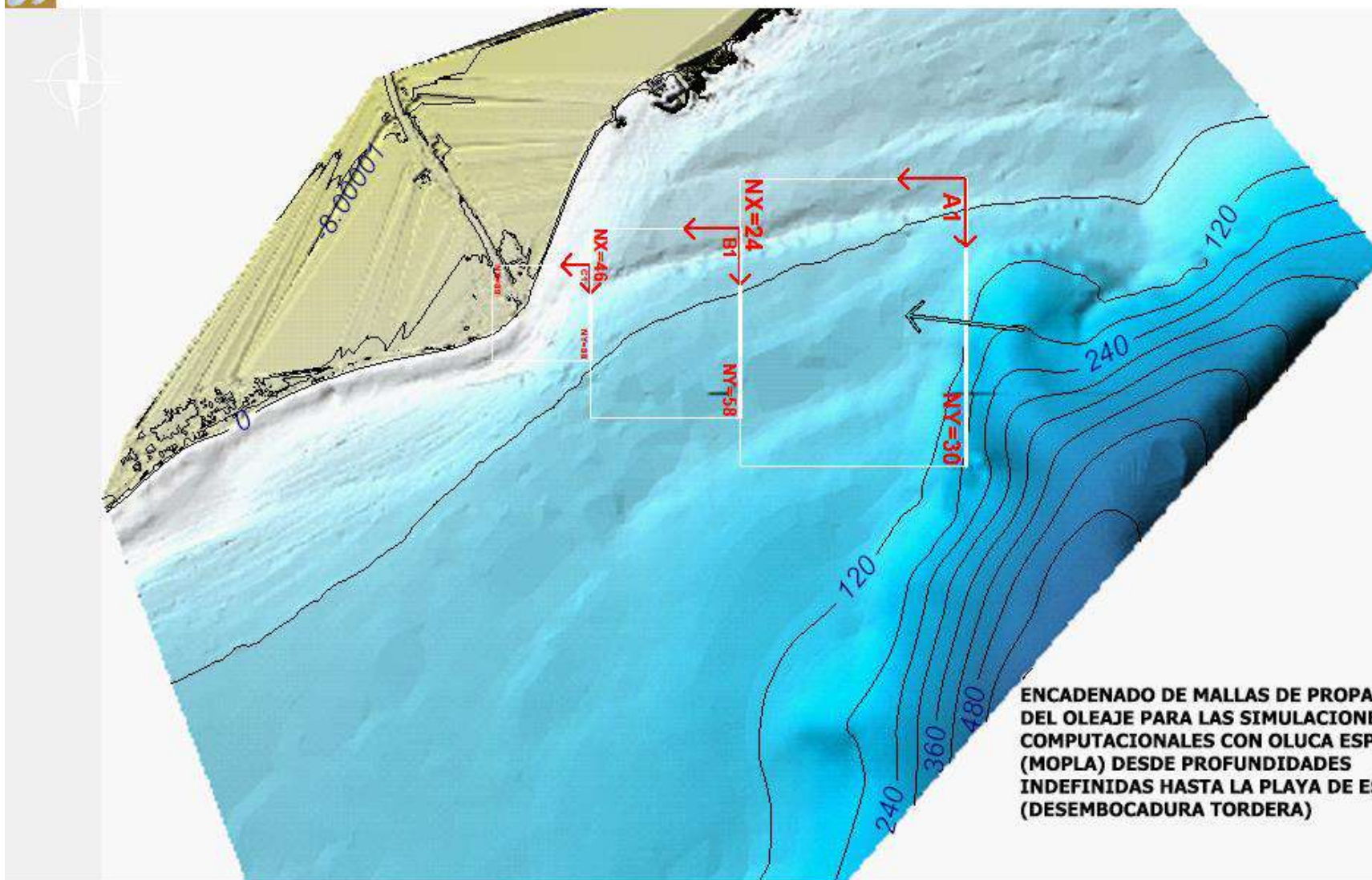
Se tomarán como valores finales del oleaje propagado a pie de playa los resultantes en nodos de dicha malla final de detalle que se encuentran en posiciones a las que corresponden profundidades por encima de las de rotura, al objeto de obtener los valores de altura de ola propagados a pie de playa, antes de rotura, como valores de entrada o input para su posterior introducción en las formulaciones semiempíricas que proporcionarán los valores de run-up.



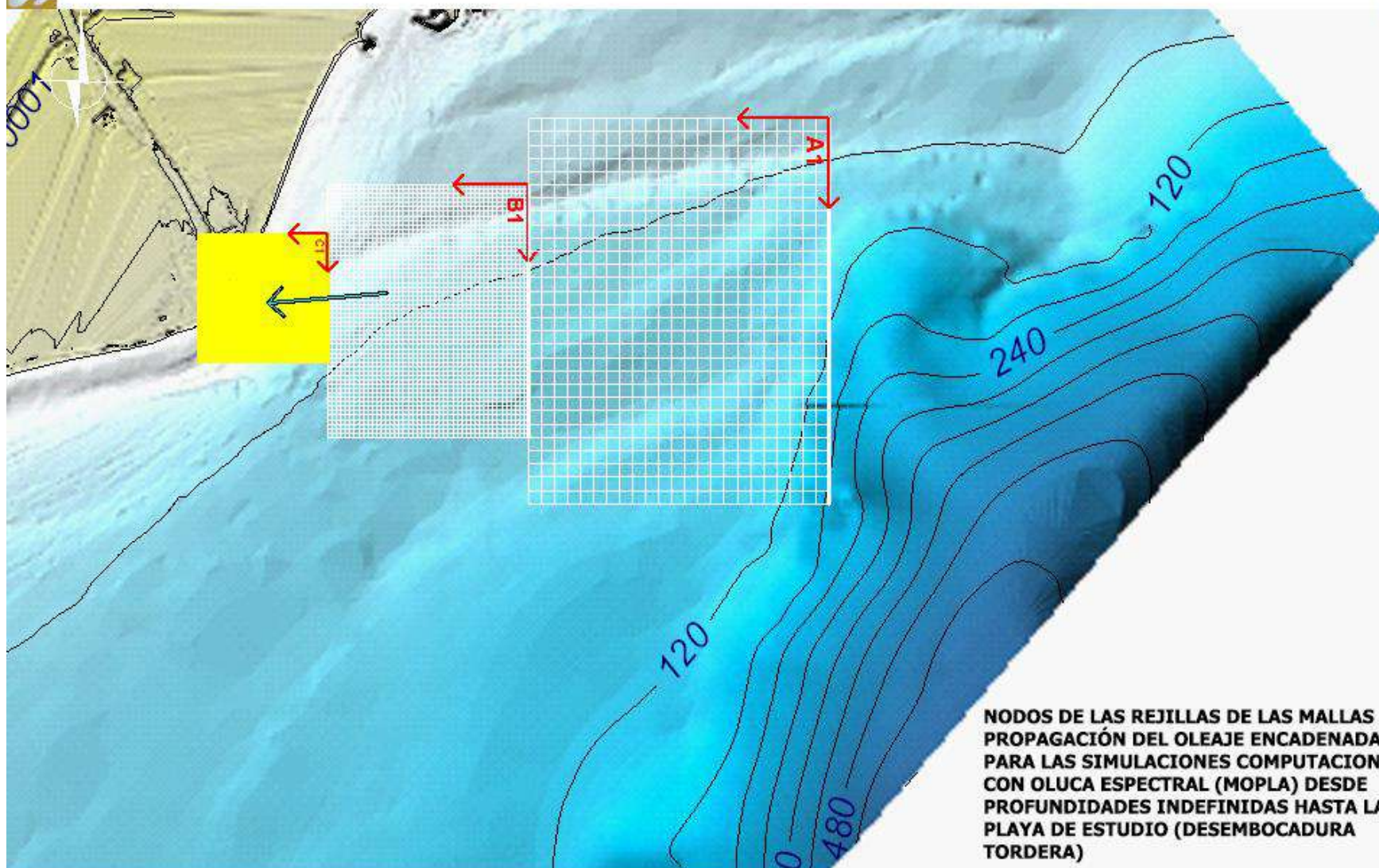
A continuación se recogen las exportaciones que genera el citado software del modelo numérico Oluca-SP, MOPLA, SMC 2.5 tras ejecutar las propagaciones con los parámetros del oleaje que caracterizan los estados de mar seleccionados tras el análisis del clima marítimo en el período de estudio 1993-2022, que reflejan los resultados de las propagaciones desde las proximidades a profundidades indefinidas desde la ubicación del Punto Simar 2118140 hasta la playa objeto de estudio, en los nodos de las mallas concatenadas de propagación que comprenden en su dominio (extensión de filas x columnas) un sector direccional que integra las direcciones de procedencia desde aguas profundas hasta pie de playa, en forma de vectores direccionales cuya dirección es el resultado del ángulo propagado en el nodo, y la magnitud del módulo del vector se corresponde a una escala determinada en el gráfico con el valor de la Hs propagada en el mismo nodo. Los resultados corresponden a la malla de detalle que es la que comprende los nodos de propagación previos a la rotura del oleaje (además de los de los nodos de la franja de rompientes).

Previamente se incluyen las exportaciones de la concatenación de mallas de diseño de la propagación, sobre el MDT topobatimétrico generado para el presente estudio, cargado en el módulo Oluca-SP espectral, integradas por la serie encadenada de 3 mallas, que va aumentando su resolución, desde las profundidades indefinidas hasta el frente de costa emergido.

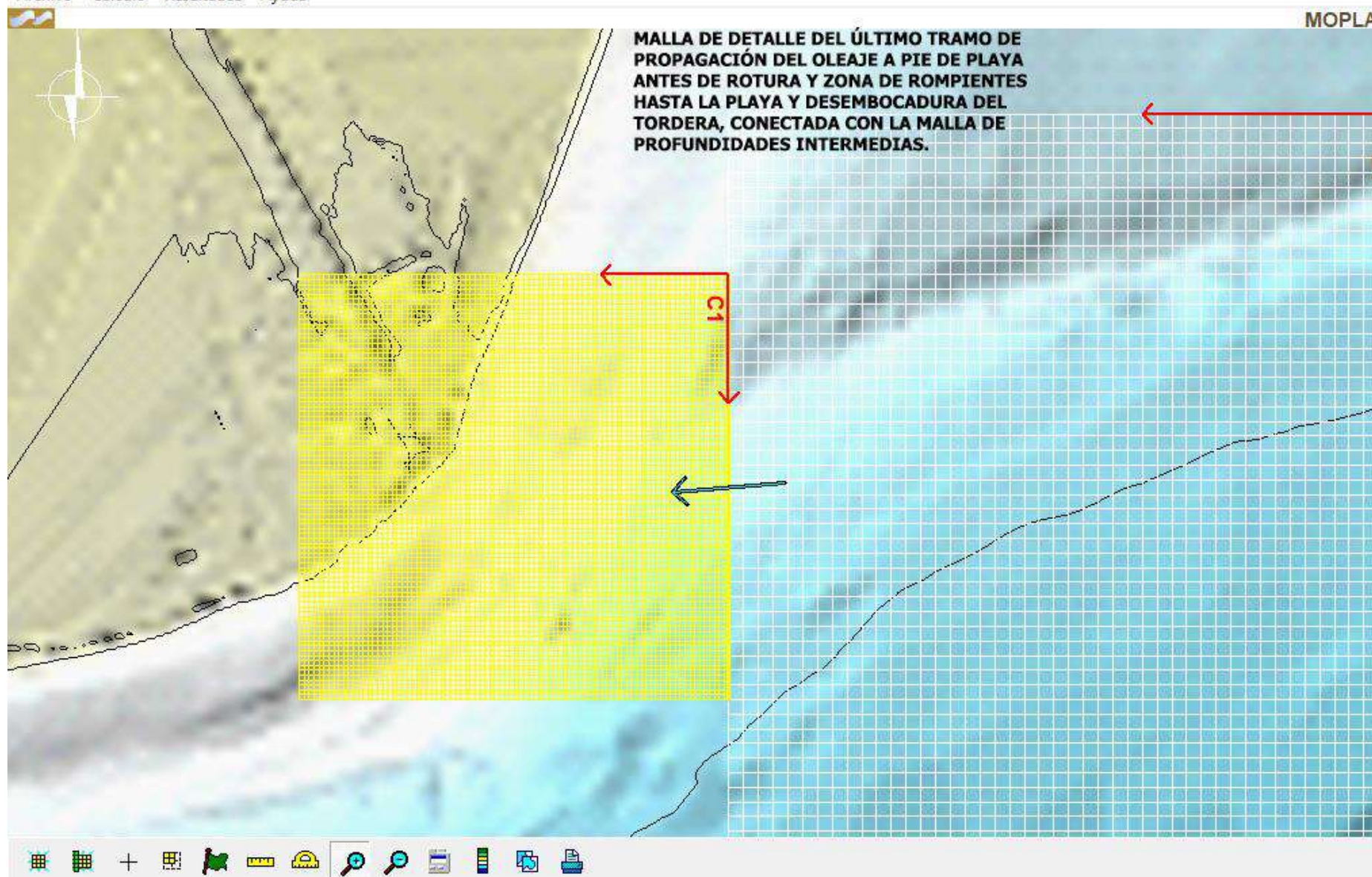
Asimismo, se incluye un plano en formato a escala 1/25.000 en el que se recoge la extensión completa del MDT topobatimétrico elaborado sobre el que se ha ejecutado la propagación con Oluca-SP, y un plano a escala 1/2.000 de detalle de la topobatimetría de alta densidad en la zona de rompientes y costa emergida, con referencia al N.M.M.A. (con incremento mareal nulo), así como una serie de planos a escala 1/1.500 con los resultados de la propagación de los oleajes, con los vectores direccionales del oleaje y su módulo Hsp propagado (proporcional la longitud del vector al valor Hsp), calculados por Oluca-SP y obtenidos por dicho software a partir de los valores de Hsp propagados en los nodos de la malla "Detalle" hasta pie de costa de la zona de estudio, todo ello en el sistema ETRS89, elipsoide GRS80, Proyección U.T.M., Huso 31, sobre el MDT y sobre la ortofoto, ambos con la morfología anterior a la del actual delta (la existente hasta el 20 de enero de 2020).



ENCADENADO DE MALLAS DE PROPAGACIÓN DEL OLAJE PARA LAS SIMULACIONES COMPUTACIONALES CON OLUCA ESPECTRAL (MOPLA) DESDE PROFUNDIDADES INDEFINIDAS HASTA LA PLAYA DE ESTUDIO (DESEMBOCADURA TORDERA)



NODOS DE LAS REJILLAS DE LAS MALLAS DE PROPAGACIÓN DEL OLAJE ENCADENADAS PARA LAS SIMULACIONES COMPUTACIONALES CON OLUCA ESPECTRAL (MOPLA) DESDE PROFUNDIDADES INDEFINIDAS HASTA LA PLAYA DE ESTUDIO (DESEMBOLCADERA TORDERA)



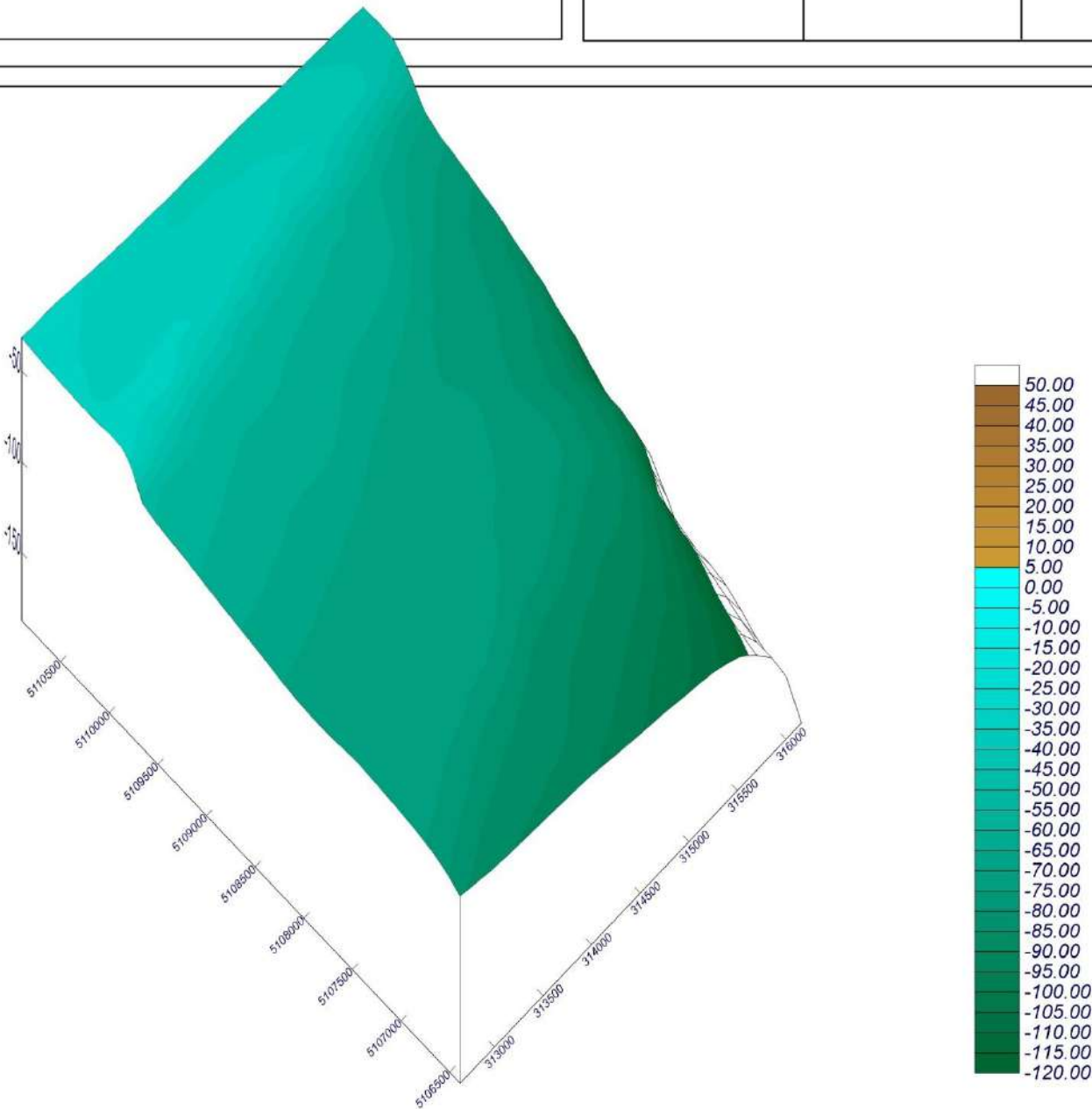
Proyecto:

Gráfico: Topografía 3D

A1:

**MALLA 3D
INDEFINIDAS-INTERMEDIAS**

Gráfico de topografía



MINISTERIO
DE MEDIO AMBIENTE



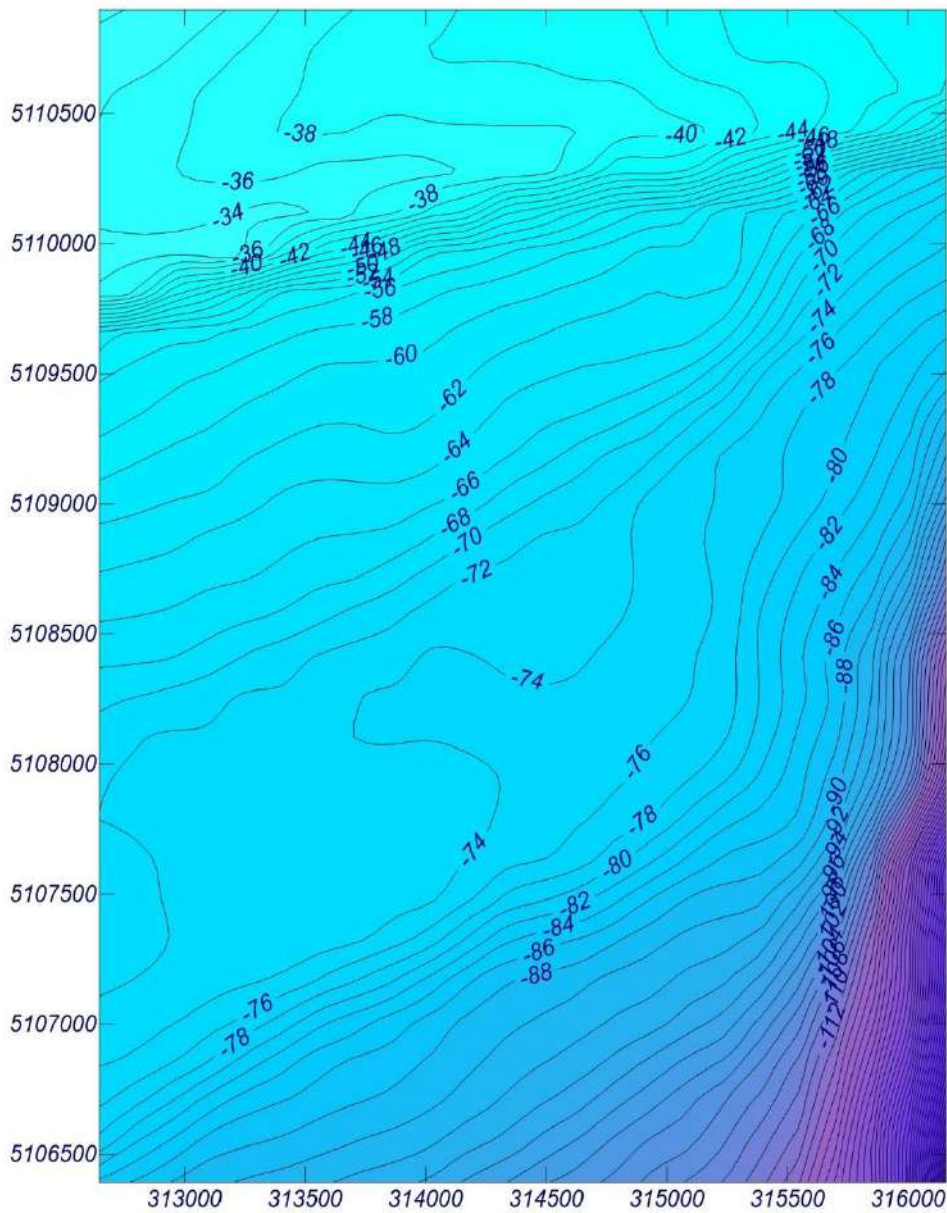
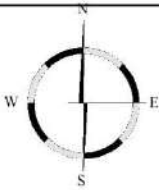
Proyecto:

Gráfico: Topografía 2D

A1:

MALLA 2D PROFUNDIDADES
INTERMEDIAS-INDEFINIDAS

Gráfico de topografía



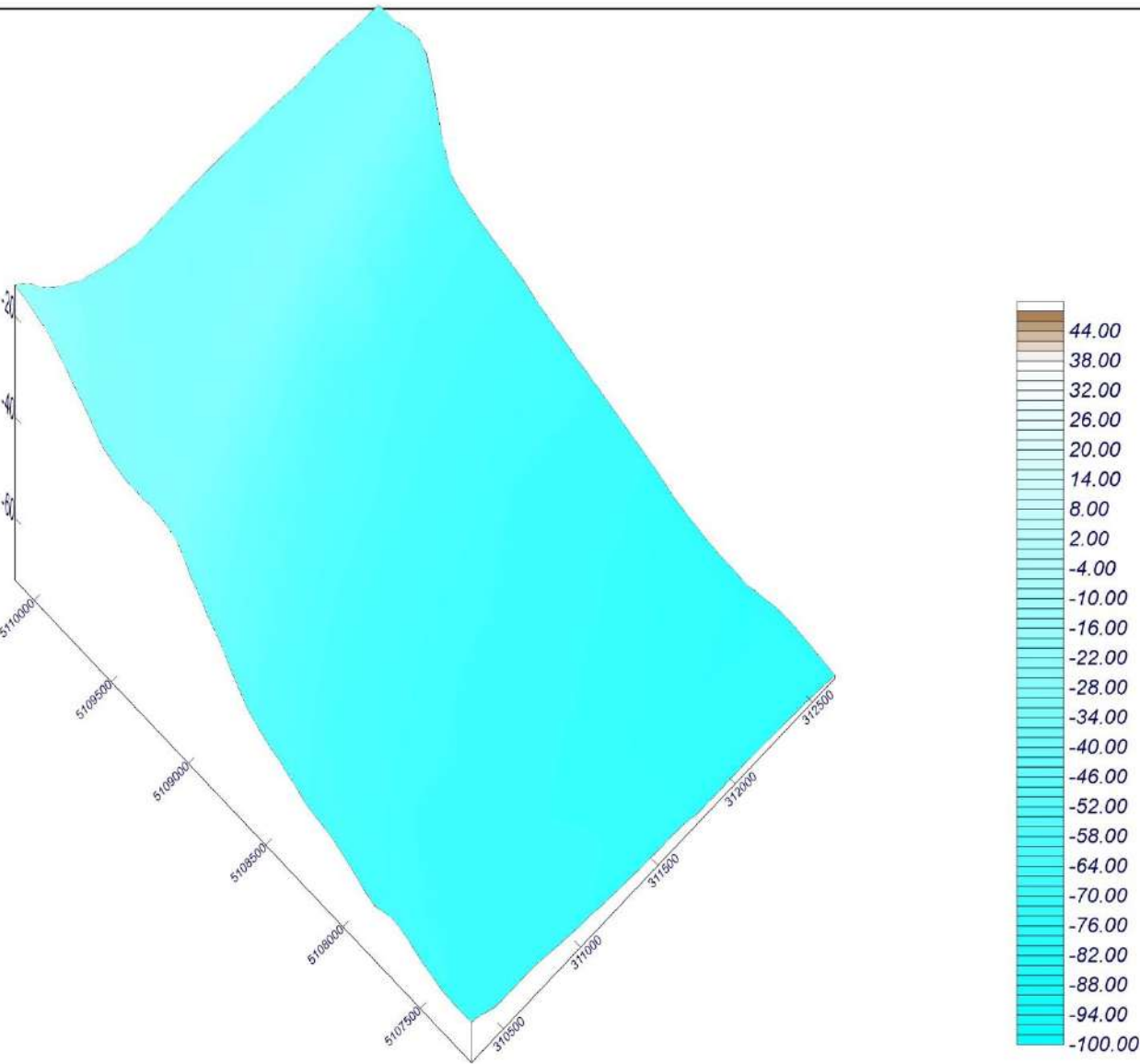
Proyecto:

Gráfico: Topografía 3D

B1:

MALLA 3D INTERMEDIAS

Gráfico de topografía



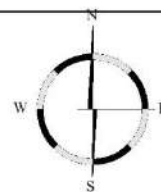
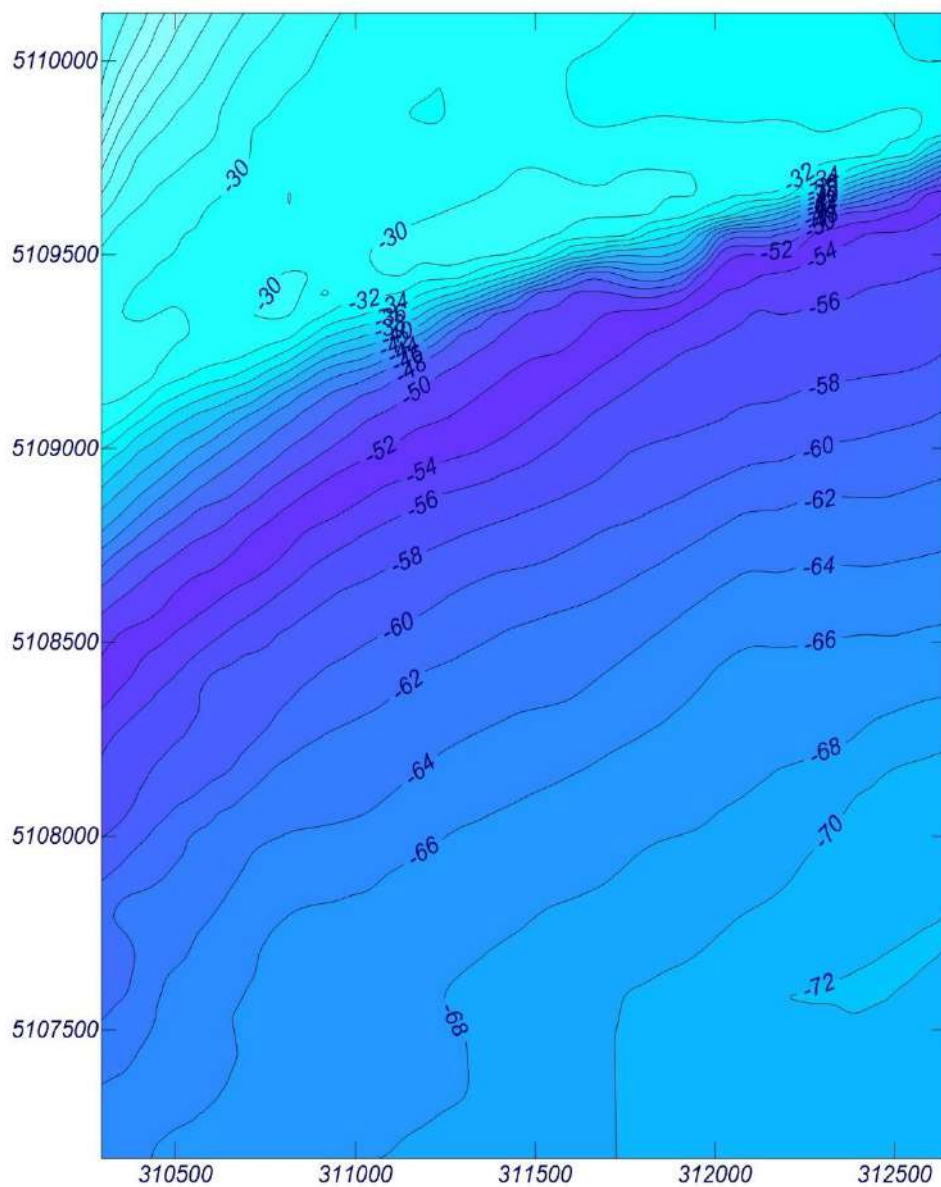
Proyecto:

Gráfico: Topografía 2D

B1:

**MALLA 2D PROFUNDIDADES
INTERMEDIAS**

Gráfico de topografía

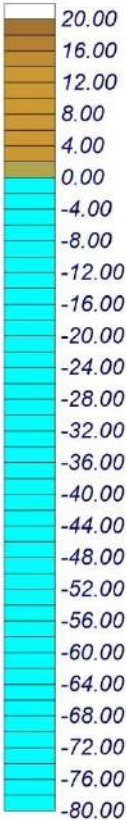
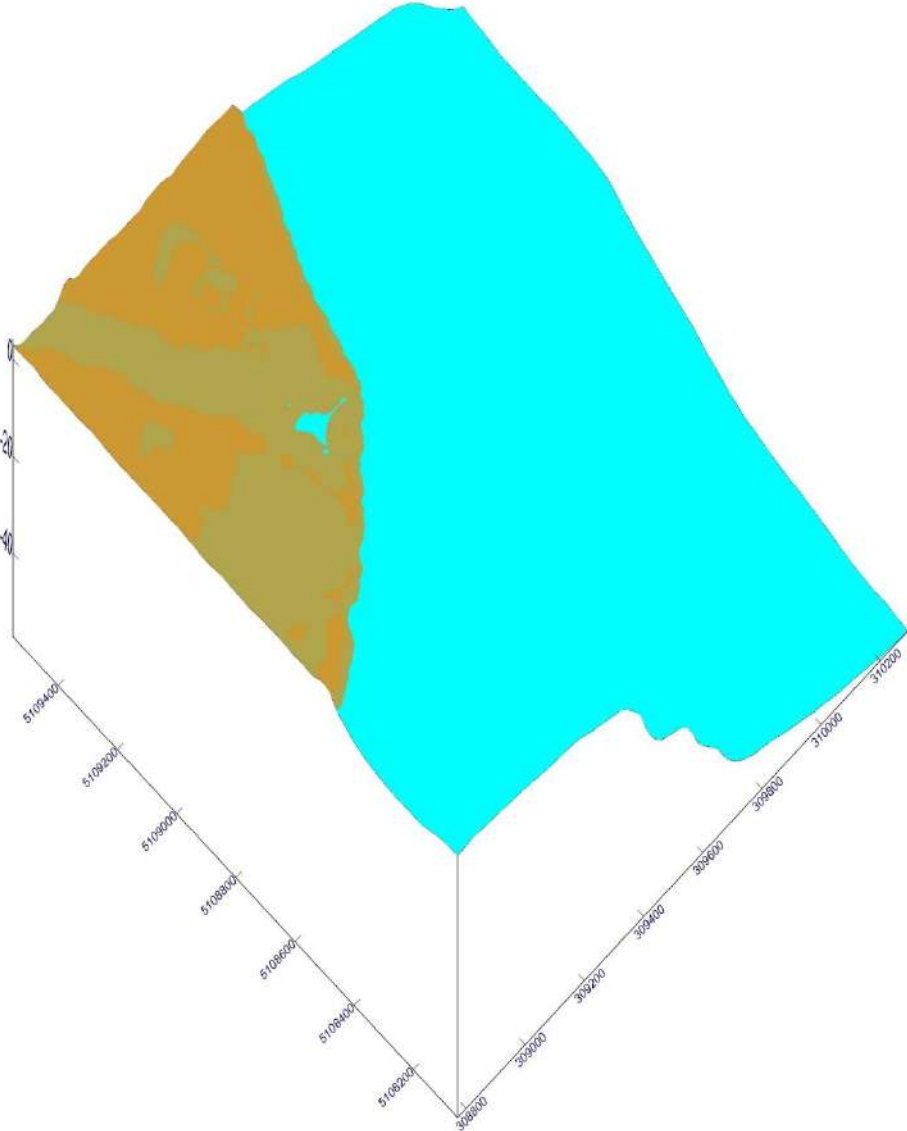


Proyecto:

Gráfico: Topografía 3D

C1:
MALLA 3D
INTERMEDIAS-REDUCIDAS

Gráfico de topografía



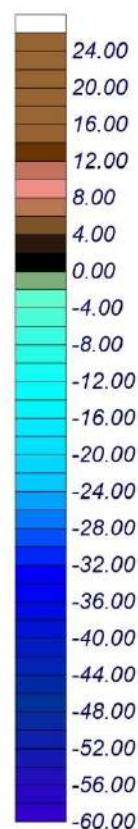
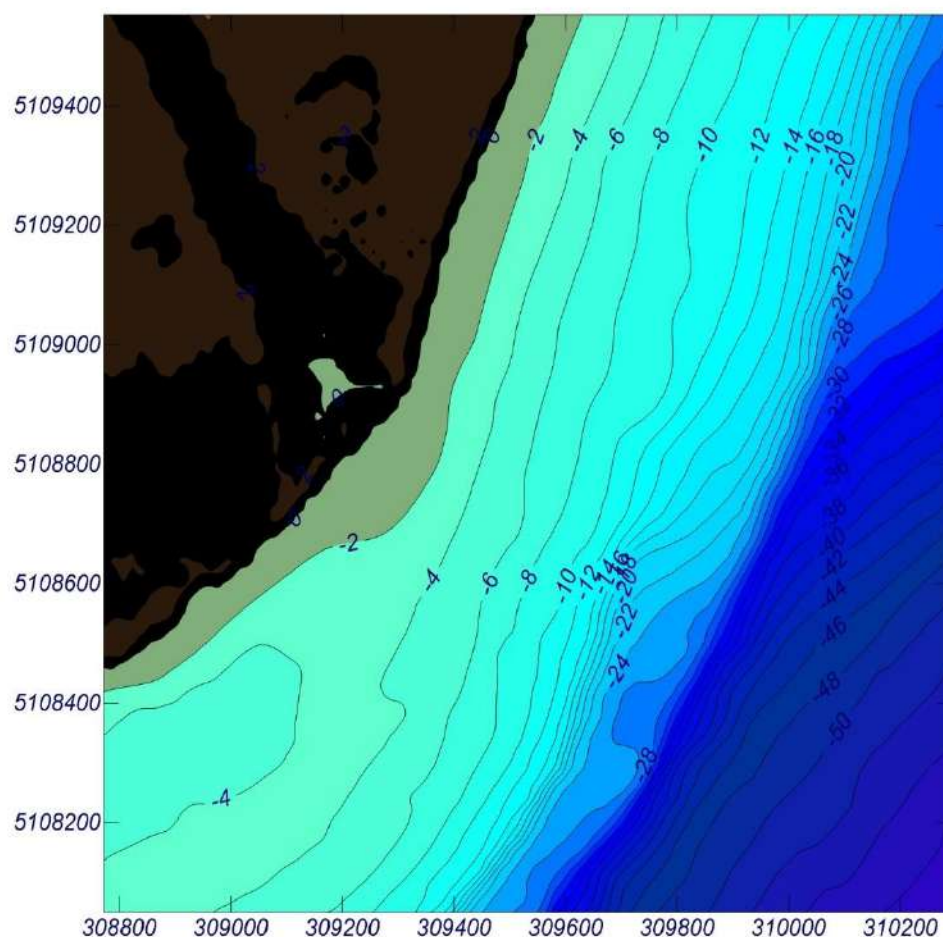
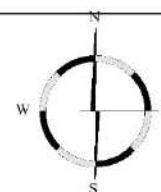
Proyecto:

Gráfico: Topografía 2D

C1:

**MALLA 2D TOPO-BATIMETRÍA
FRANJA EMERGIDA,
ROMPIENTES Y COMIENZO DE
INTERMEDIAS**

Gráfico de topografía



Proyecto:

Gráfico: Altura de ola significativa

Caso espectral: C101

C1:

01: 2020-01-20 18:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.91 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

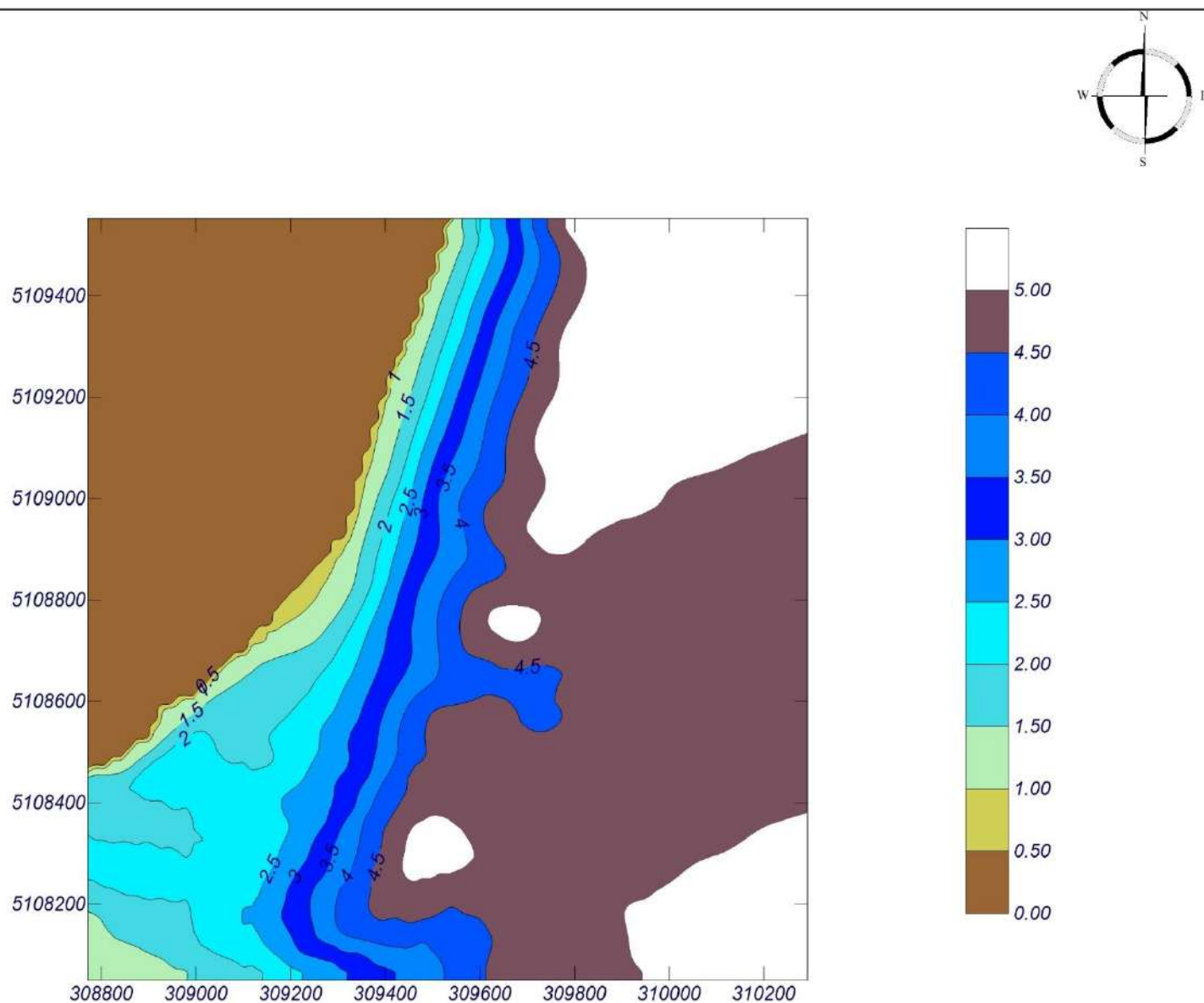
Espectro direccional

θ_m : 5° (N85.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

MOPLA-SP



Proyecto:

Gráfico: Altura de ola significativa

Caso espectral: C102

C1:

02: 2020-01-21 14:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.73 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

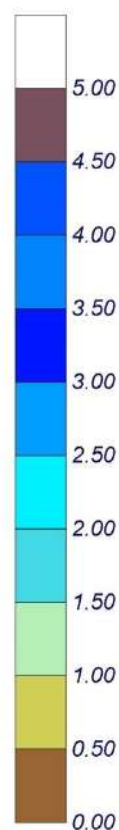
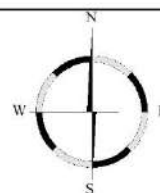
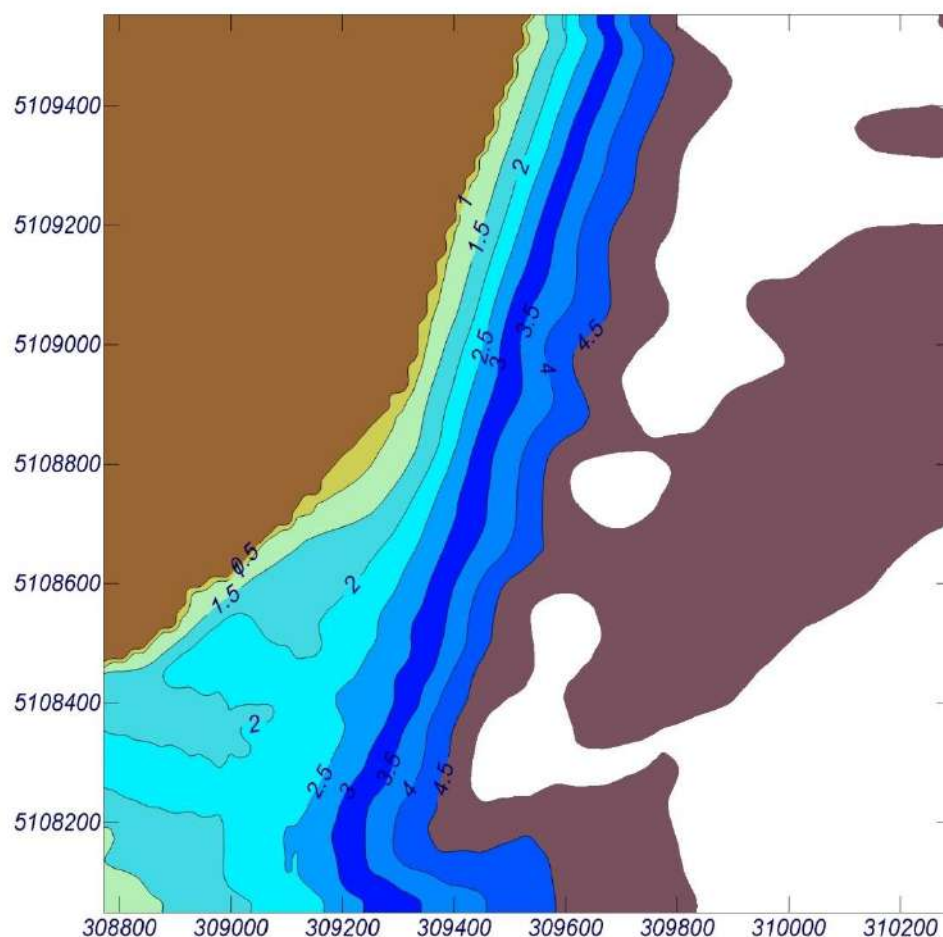
Espectro direccional

θ_m : -7° (S83.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

MOPLA-SP



Proyecto:

Gráfico: Vectores de la altura de ola significativa+Magnitud

Caso espectral: C101

C1:

01: 2020-01-20 18:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.91 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

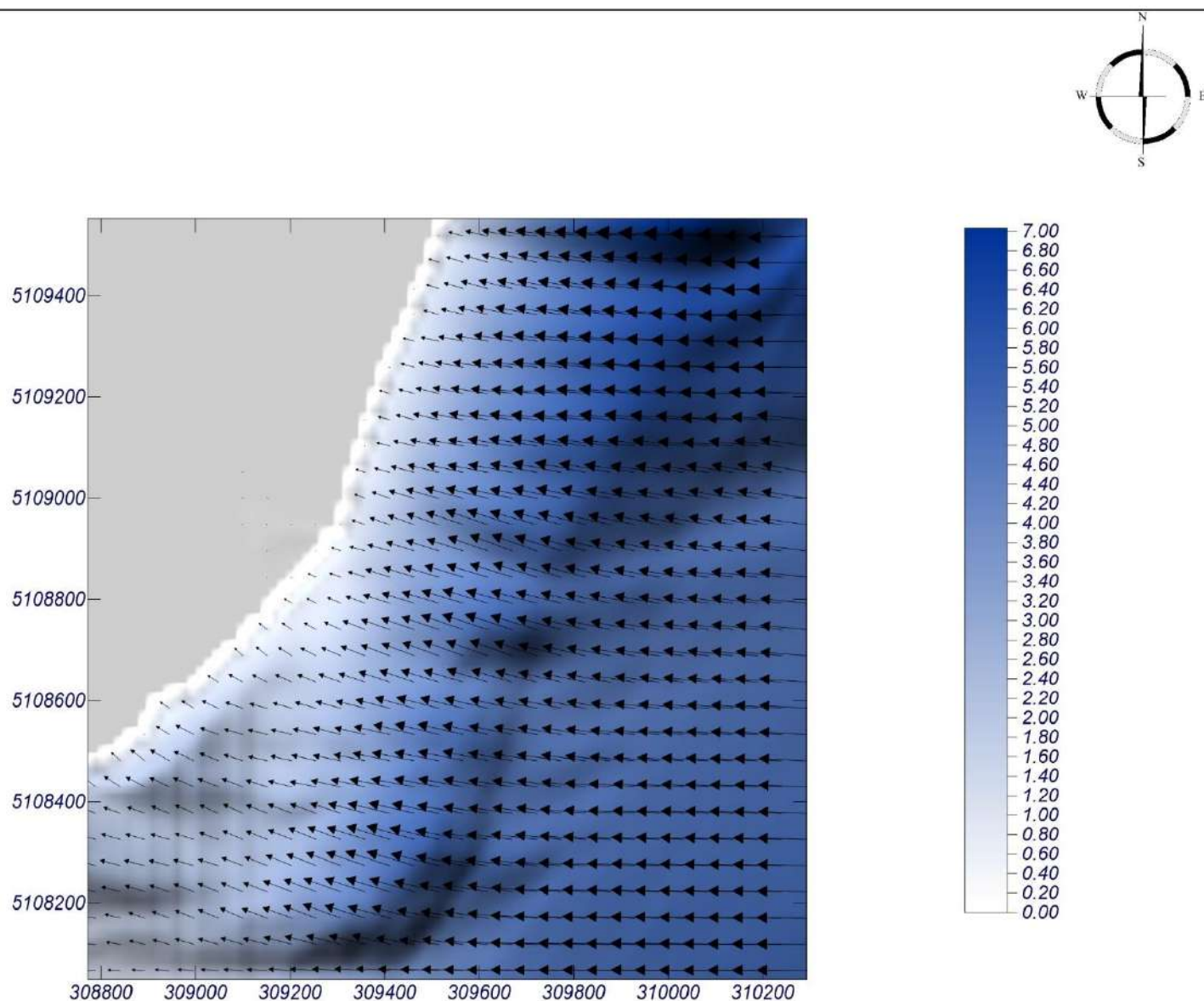
Espectro direccional

θ_m : 5° (N85.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

MOPLA-SP



1 cm = 7.040 m

0 7.04

Proyecto:

Gráfico: Vectores de la altura de ola significativa+Magnitud

Caso espectral: C102

C1:

02: 2020-01-21 14:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.73 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

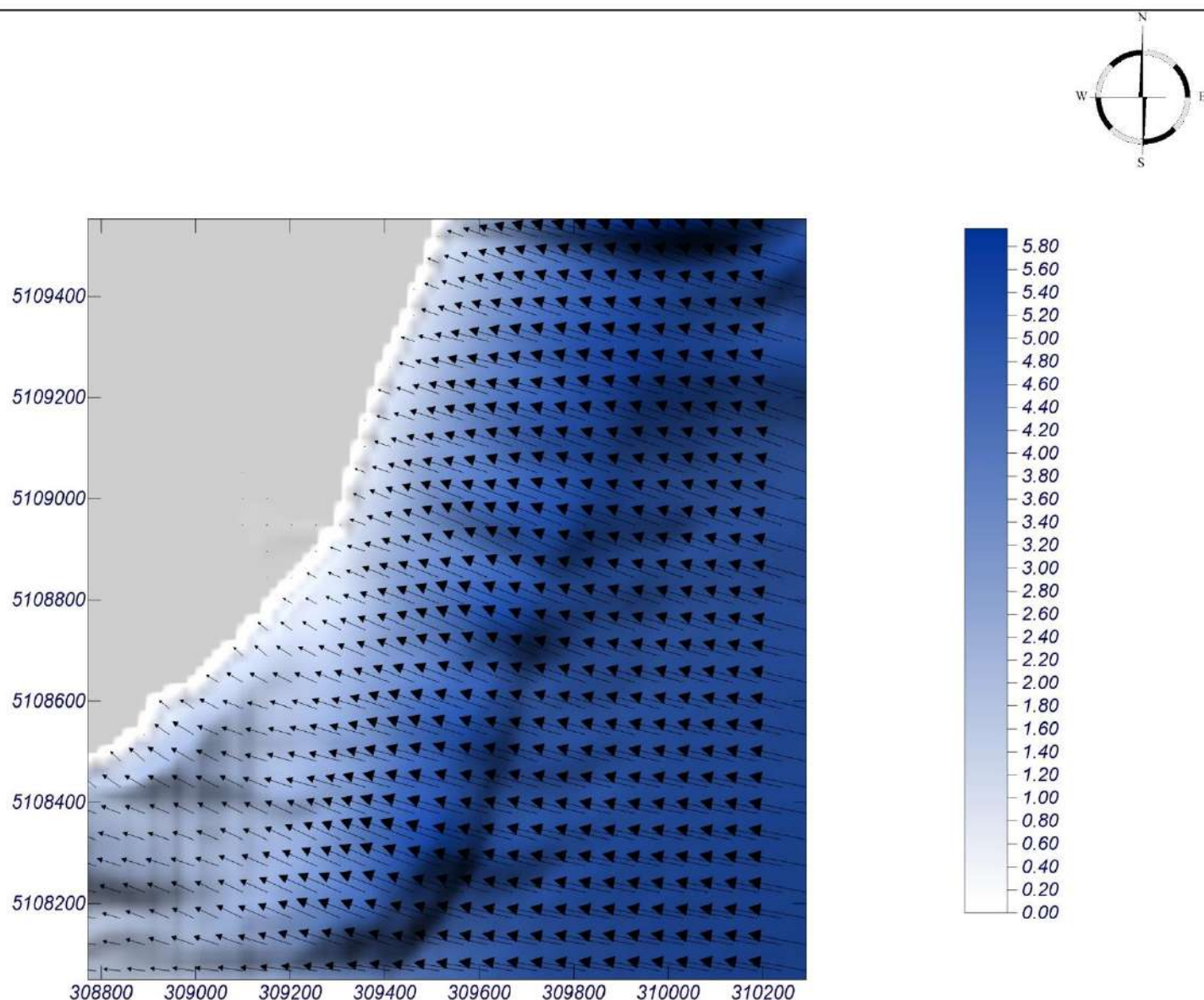
Espectro direccional

θ_m : -7° (S83.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

MOPLA-SP



1 cm = 6.000 m

0 6

Proyecto:

Gráfico: Gráfico combinado de topografía y vectores Hs

Caso espectral: C101

C1:

01: 2020-01-20 18:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.91 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

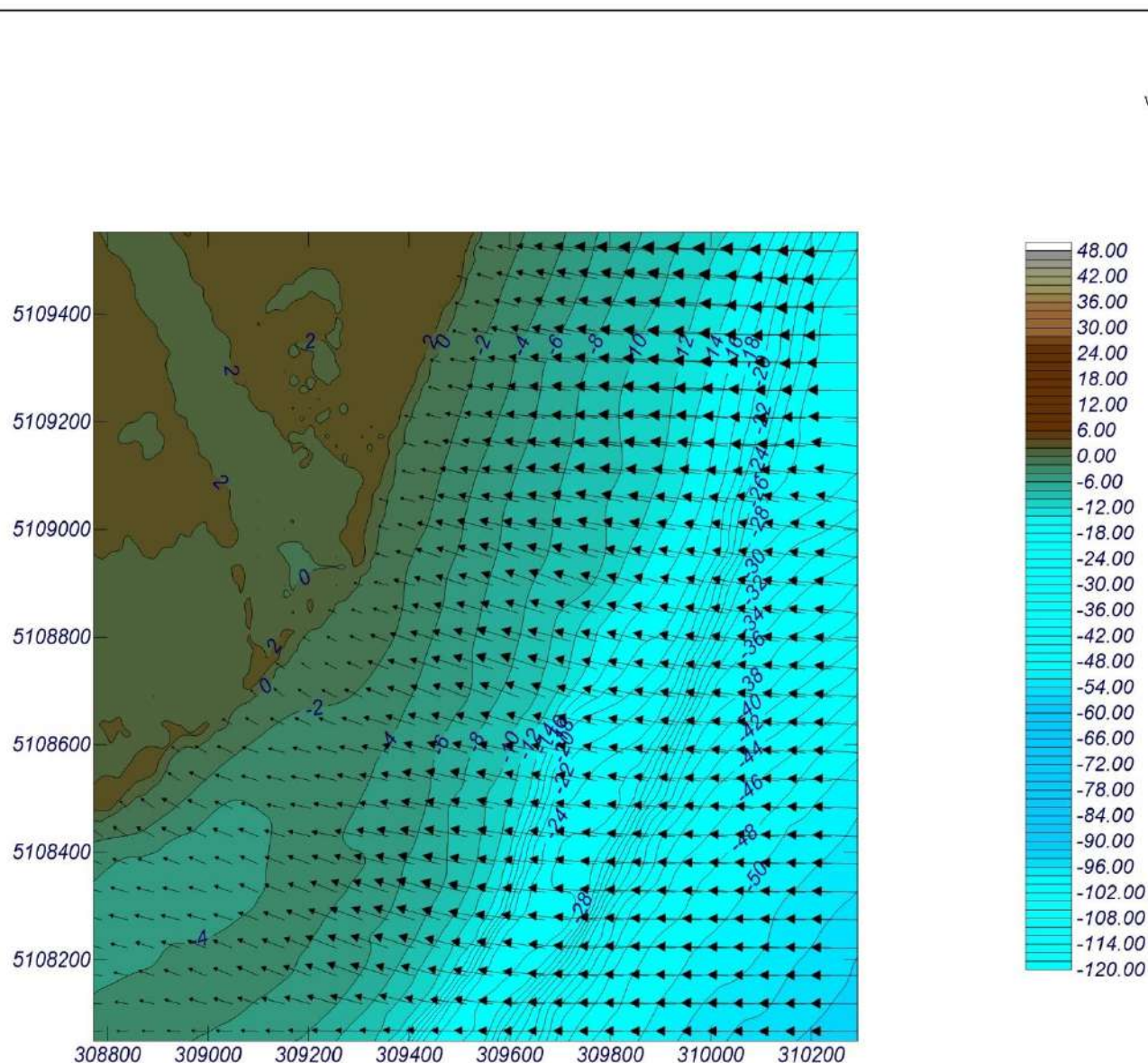
Espectro direccional

θ_m : 5° (N85.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

MOPLA-SP



1 cm = 8,000 m

0 8

Proyecto:

Gráfico: Gráfico combinado de topografía y vectores Hs

Caso espectral: C102

C1:

02: 2020-01-21 14:00

Características de la simulación

OLUCA-SP

Espectro frecuencial (TMA)

Hs: 5.73 m

h: 120 m

fp: 0.0825764 Hz (Tp: 12.11 s)

γ : 10

Nº Comp.: 20

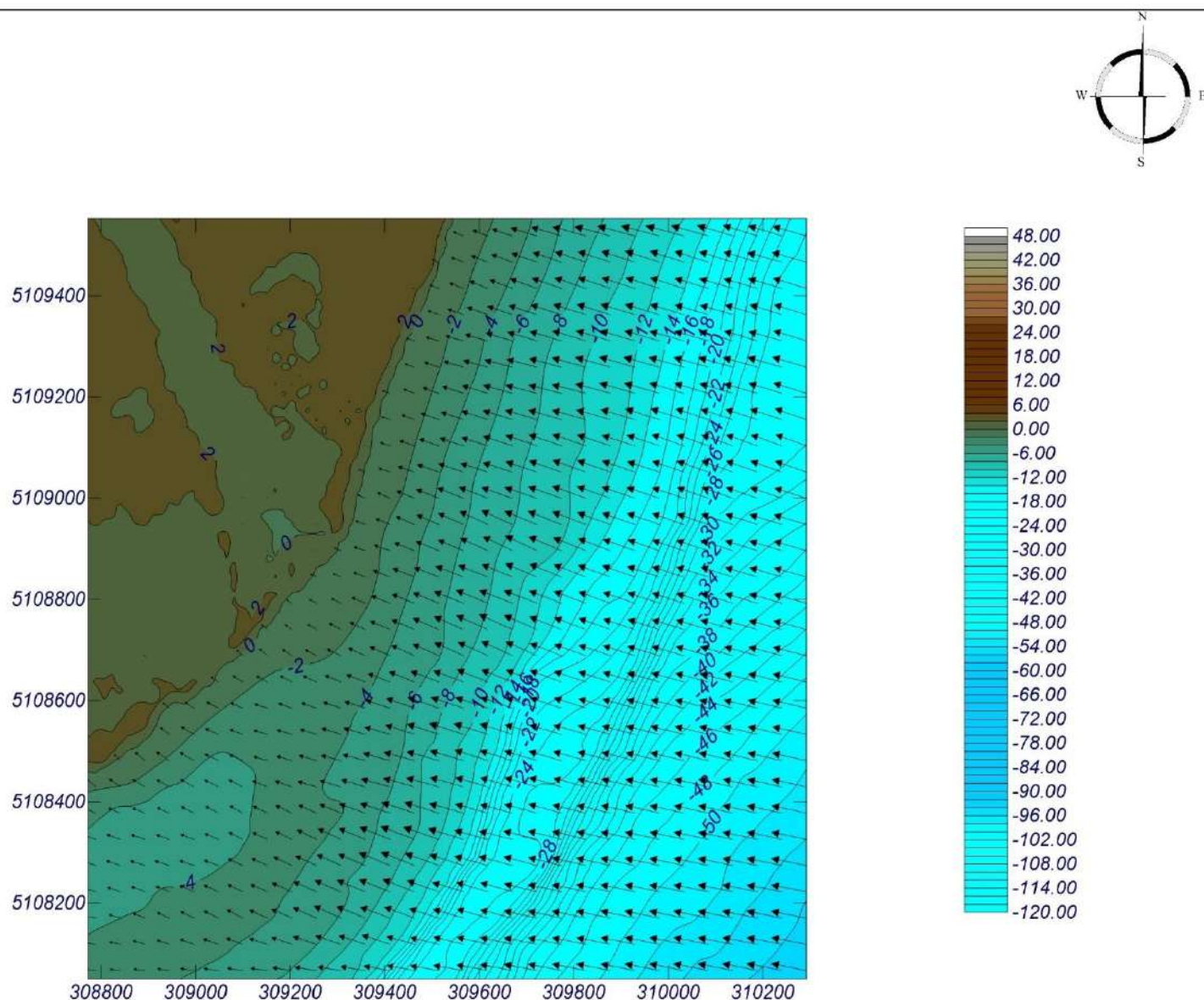
Espectro direccional

θ_m : -7° (S83.0E)

σ : 10° - Nº Comp.: 20

COPLA-SP

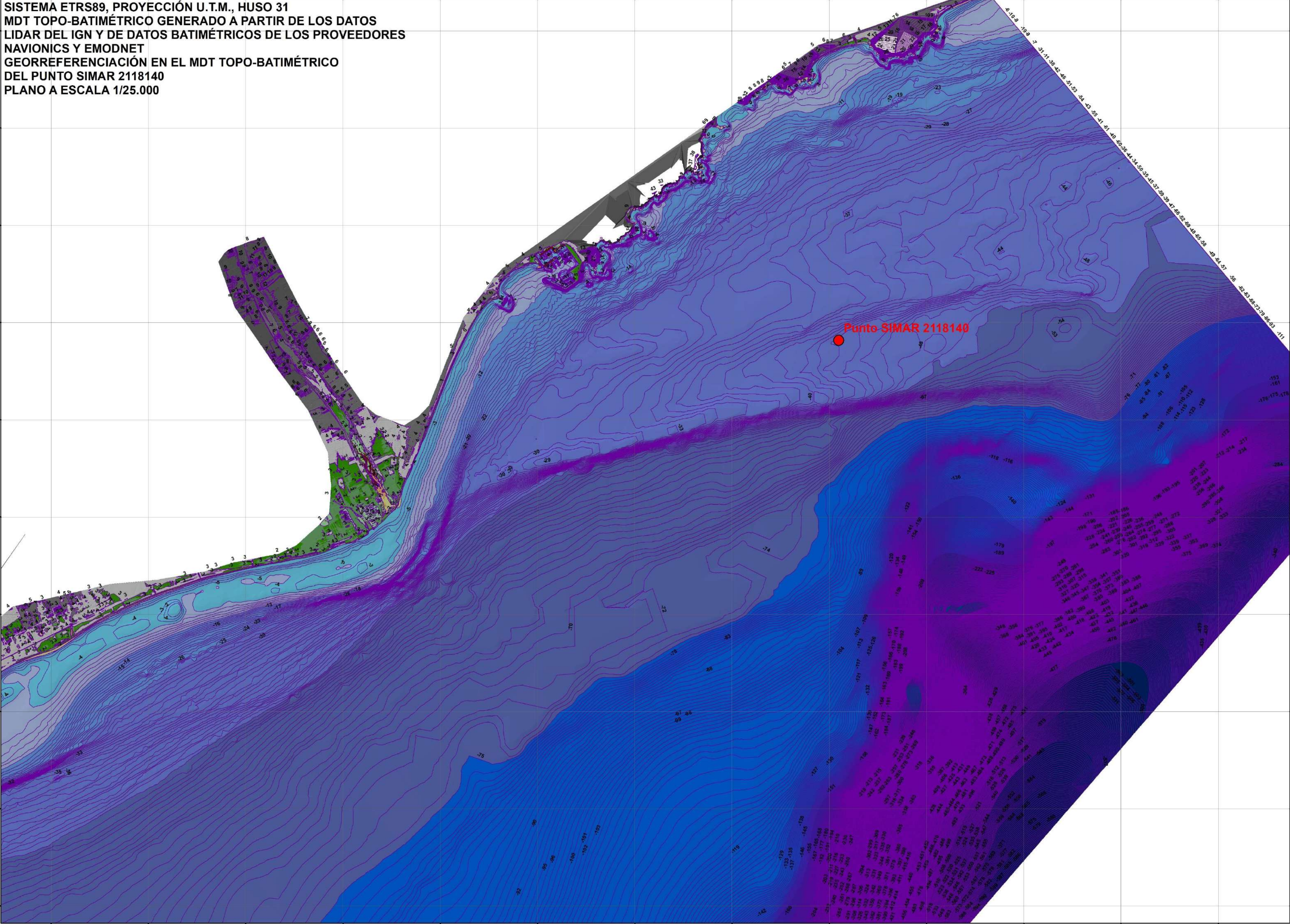
MOPLA-SP



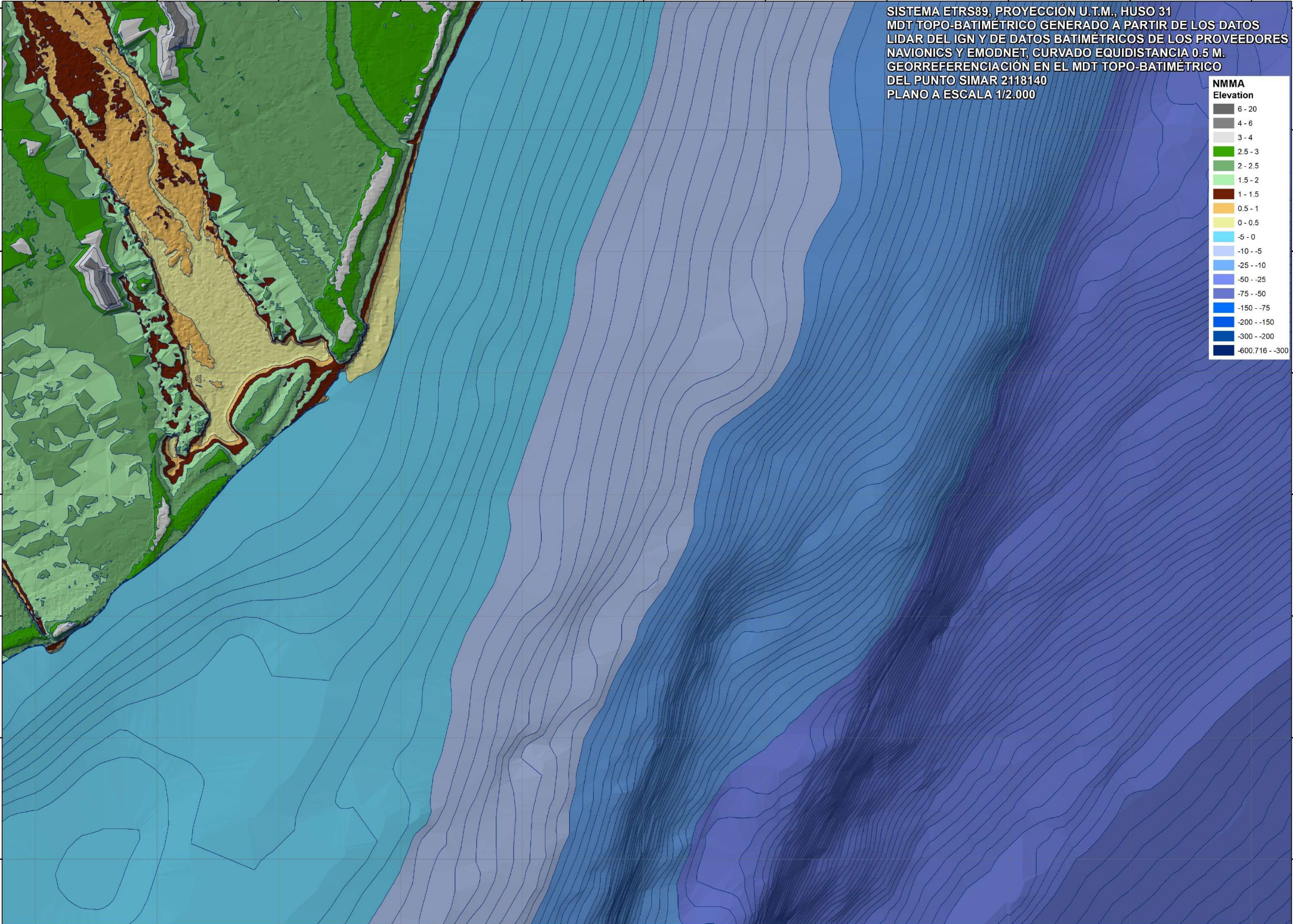
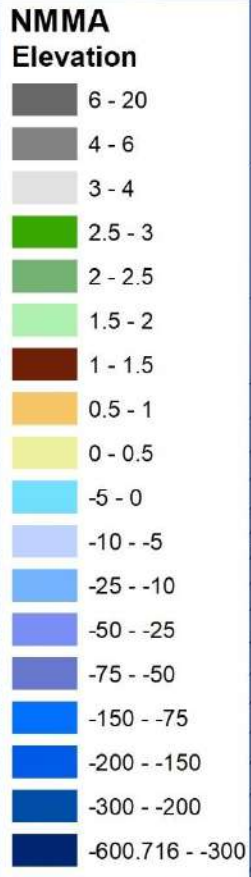
1 cm = 10.000 m

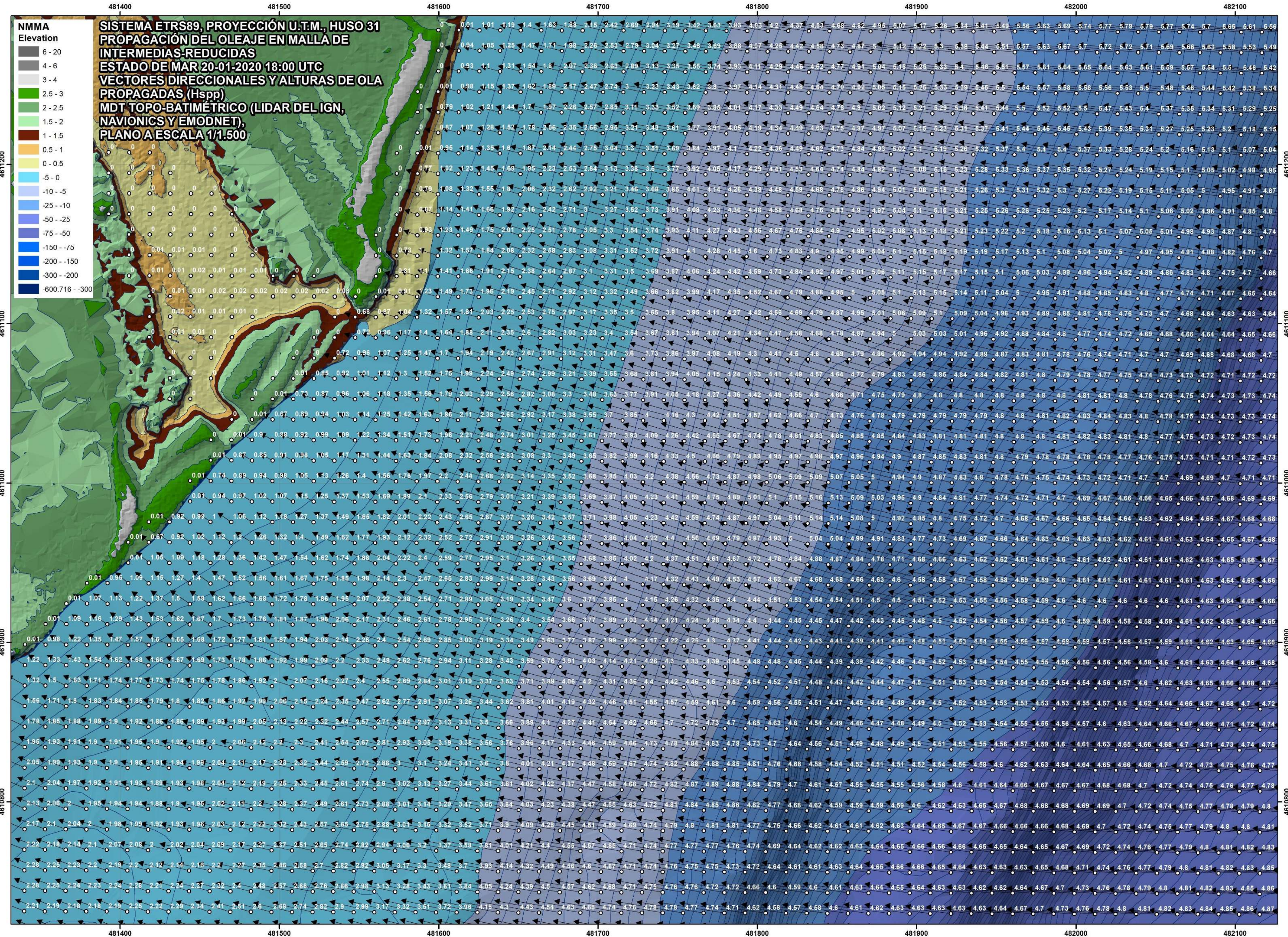
0 10

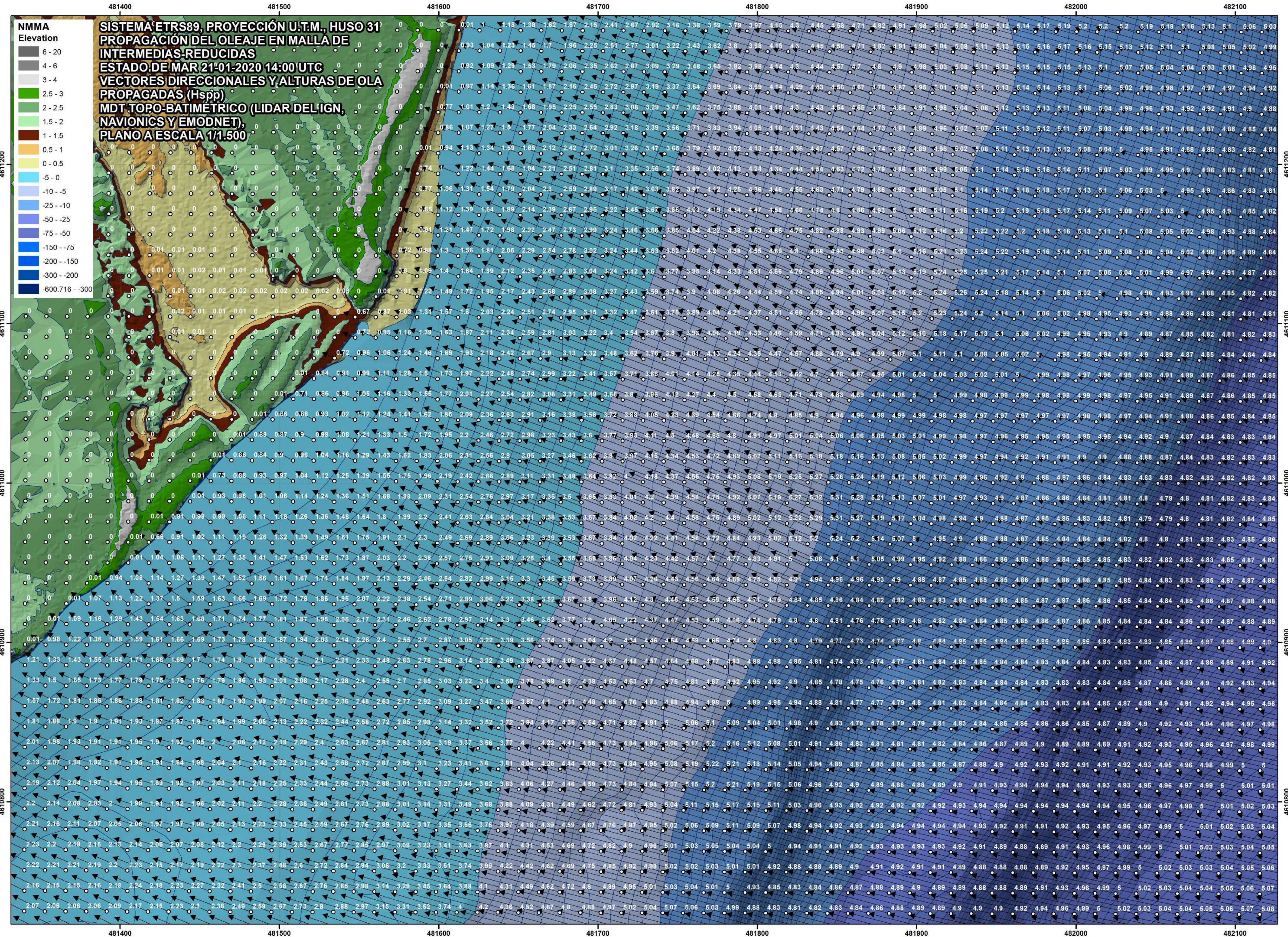
SISTEMA ETRS89, PROYECCIÓN U.T.M., HUSO 31
MDT TOPO-BATIMÉTRICO GENERADO A PARTIR DE LOS DATOS
LIDAR DEL IGN Y DE DATOS BATIMÉTRICOS DE LOS PROVEEDORES
NAVIONICS Y EMODNET
GEORREFERENCIACIÓN EN EL MDT TOPO-BATIMÉTRICO
DEL PUNTO SIMAR 2118140
PLANO A ESCALA 1/25.000

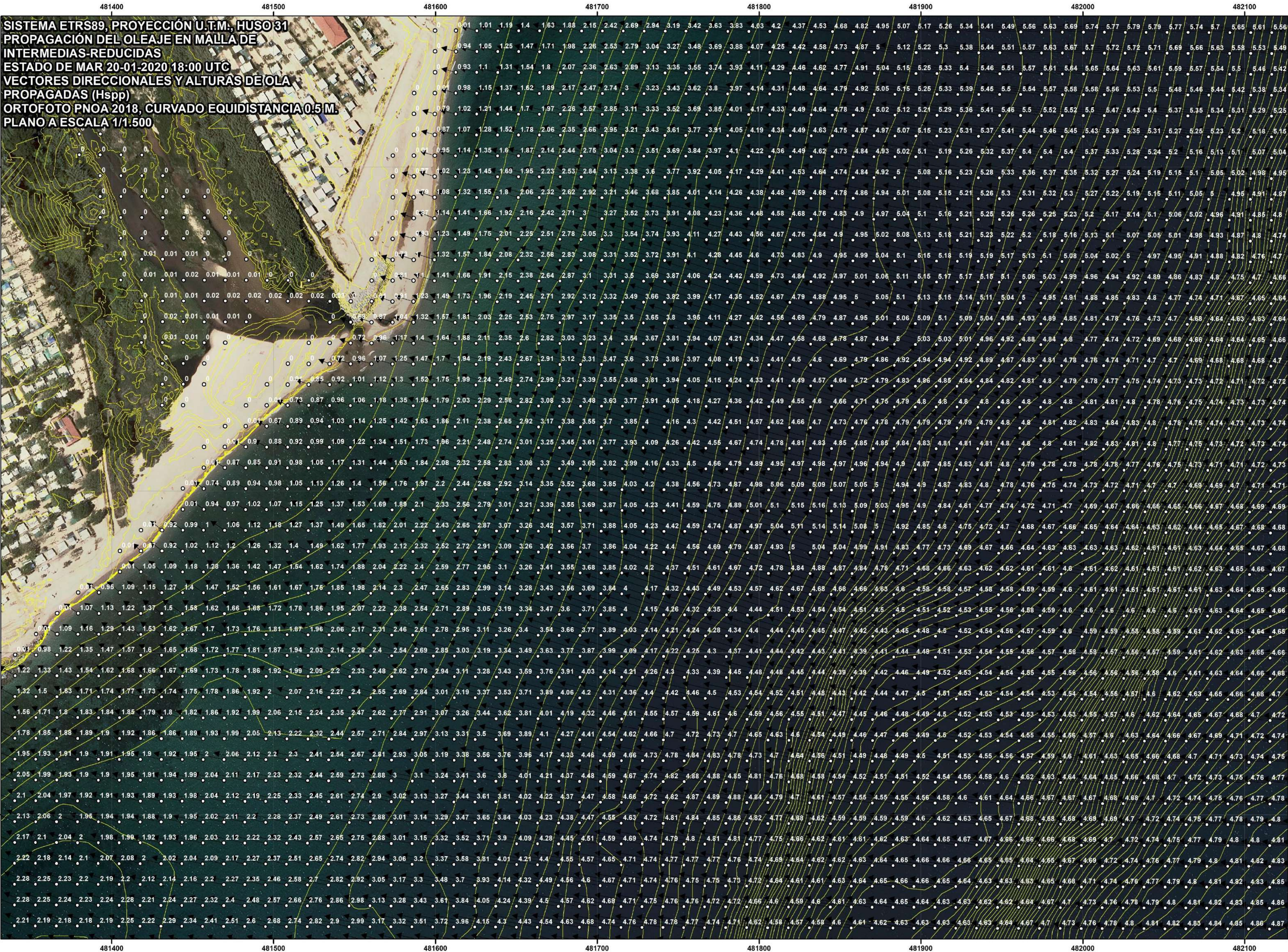


SISTEMA ETRS89, PROYECCIÓN U.T.M., HUSO 31
MDT TOPO-BATIMÉTRICO GENERADO A PARTIR DE LOS DATOS
LIDAR DEL IGN Y DE DATOS BATIMÉTRICOS DE LOS PROVEEDORES
NAVIONICS Y EMODNET, CURVADO EQUIDISTANCIA 0.5 M.
GEORREFERENCIACIÓN EN EL MDT TOPO-BATIMÉTRICO
DEL PUNTO SIMAR 2118140
PLANO A ESCALA 1/2.000













4. CÁLCULOS DE RUN-UP Y COTAS DE MÁXIMA INUNDACIÓN

El remonte del oleaje o run up es la sobreelevación debida a la cota que alcanza el oleaje al incidir sobre una superficie, respecto al nivel del mar en reposo, siendo uno de los principales factores de incidencia en la cota de máxima inundación a estimar. El problema principal general de los cálculos de run up reside en que no existe una ley única y general que cubra todas las situaciones posibles, por lo que su cálculo debe realizarse a partir de aproximaciones.

Se aplica en el presente estudio tratamiento general de perfil de playa para el cálculo de run-up, dado que se va a calcular la cota de máxima inundación en una zona de morfología de la playa en su mayoría. Se trata de una unidad morfológica de playa con orientación principal de oleajes en el entorno de la procedencia NE-SO.

El modelo aplicado para el cálculo del alcance del remonte, se basa en la formulación propuesta por Nielsen y Hanslow (1991) para la obtención de los run up, significativa, del 2% (es uno de los modelos implantados en el software SMC 2.5, módulo de Run-up en playas del TIC). Los estudios que dieron lugar a la formulación del modelo propuesto por Nielsen y Hanslow derivados de las observaciones de exhaustivas campañas de campo sobre seis playas del sudeste de la costa australiana, pusieron de manifiesto la independencia de los resultados del run-up de la pendiente de la playa en el caso de playas cuyo valor de pendiente $m = \tan \alpha < 1/10$, es decir, mientras que en playas más reflejantes, con el límite marcado por la pendiente $m = \tan \alpha > 1/10$ se confirma la dependencia del ángulo del talud y, por tanto, del número de Iribarren.

Este método de Nielsen y Hanslow para oleaje irregular, es en el que se basa el propuesto por el anterior Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente y por la Universidad de Cantabria en su estudio y publicación del “Atlas de Inundación del litoral peninsular español” para el cálculo del run-up en playas, e incorpora el factor de corrección de Van Der Meer y Janssen (1995) que permite determinar el run-up “Ru” en un perfil compuesto por dos alineaciones a y b conocido el run-up que tendría en la primera alineación R_{u0} (Nielsen y Hanslow), así como factores que tienen en cuenta las características de rugosidad y percolación de la segunda alineación (playa seca).



De los tres valores de run-up que puede proporcionar el método de Nielsen-Hanslow, en el presente estudio se aplicará el R2%, cuyo valor son superados en un porcentaje de tiempo del 2% del estado de mar, es decir, garantizándose de este modo que el resultado que finalmente se proporcione será en realidad superado por el 2% de olas superiores excluidas por el run-up del 2% (desde el punto de vista de la seguridad en cuanto al no sobredimensionamiento de las inundaciones finales).

Dicha formulación y modelo empleado de Nielsen-Hanslow con los coeficientes de adaptación a la morfología específica de cada playa o zona costera de bajo perfil introducidos por Van Der Meer y Janssen, se esquematiza a continuación:

$$R_{2\%} = 1,98 * 0,04 * (H_{spp} L_0)^{1/2}, \text{ para pendientes } < 10\% (m < 0,1), \text{ y}$$

$$R_{2\%} = 1,98 * 0,47 * (H_{spp} L_0)^{1/2} * m, \text{ para pendientes } > 10\% (m > 0,1),$$

donde:

$R_{2\%}$ = Run-up cuyo valor es superado en un porcentaje de tiempo del 2% del temporal
 H_{spp} y L_0 son la altura de ola significativa a pie de playa antes de rotura y L_0 la longitud de onda del oleaje en profundidades indefinidas

Siendo:

$$L_0 = gT_p^2 / 2\pi \quad (T_p = \text{período de pico})$$

$m = \tan \alpha$, donde α es el ángulo de la pendiente media del frente de playa.

siendo el número de Iribarren $\mathcal{E} = m / (H_{spp} / L_0)^{1/2}$

Los factores de corrección de Van Der Meer y Jansen y rugosidad y percolación, matizan la formulación a las condiciones más específicas de cada zona, ponderando la existencia de doble pendiente, rugosidad o percolación en la superficie de incidencia (playa seca), según se refleja en el siguiente gráfico:

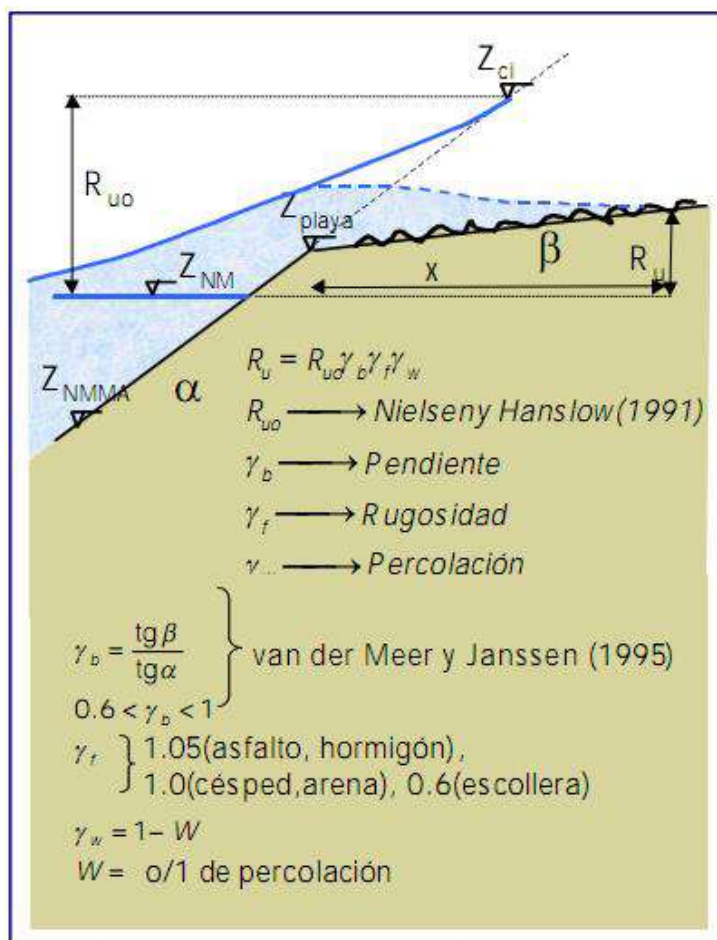


Gráfico ilustrativo de los factores de corrección

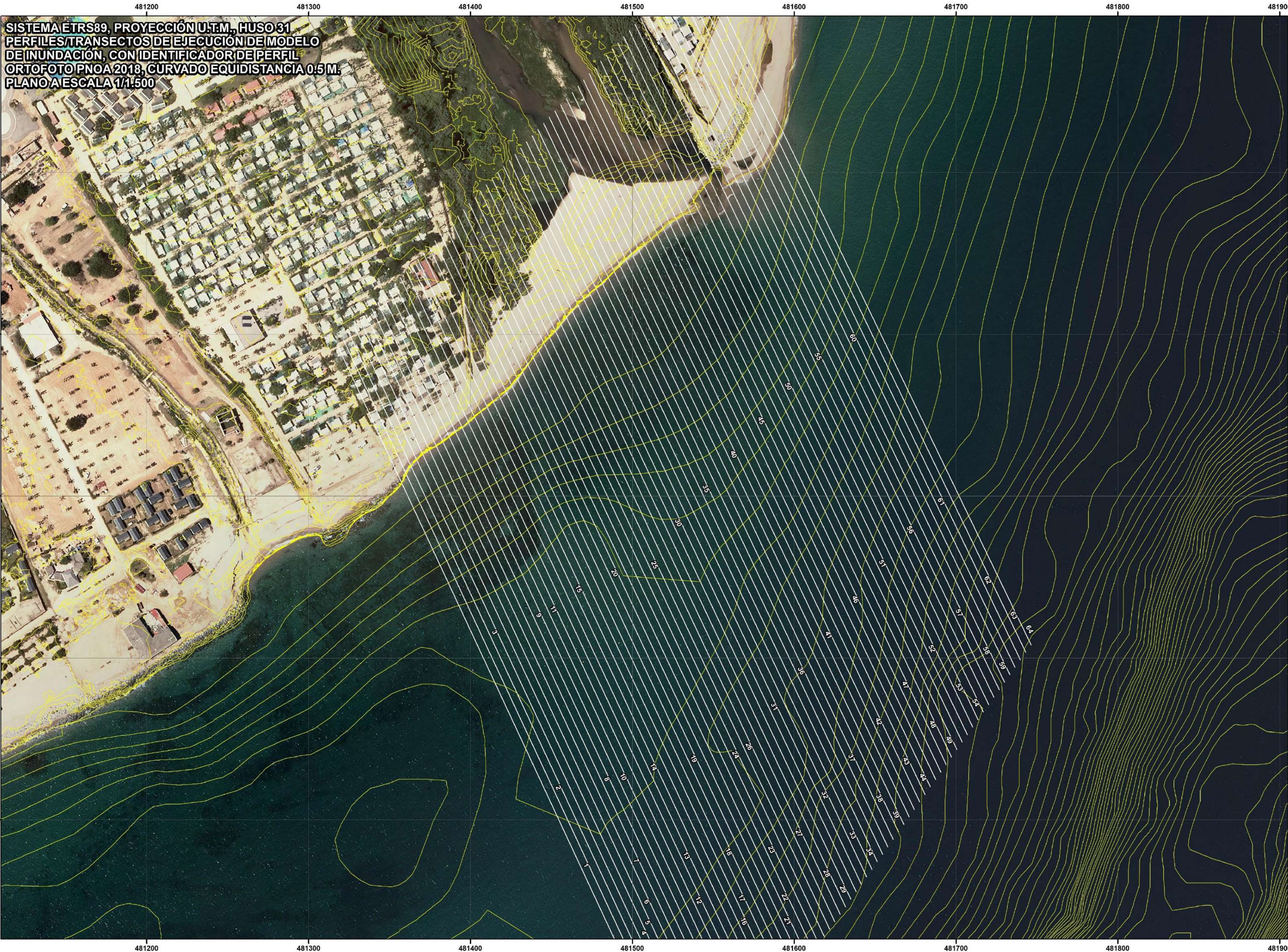
Una vez propagados los valores direccionales del oleaje hasta pie de playa antes de rotura en el perfil batimétrico de la playa, y de esta forma obtenidos sus correspondientes escalares a pie de playa en el inicio de la zona de rompientes, además de depender de dichos valores calculados de H_{spp} y del T_p , el remonte del oleaje dependerá también de la pendiente del frente de playa (tanto en la zona de rompientes como de la playa emergida donde incide el oleaje), que han sido obtenidos del MDT generado a partir del levantamiento LIDAR de alta densidad (año 2016-2017) y de la batimetría generada a partir del proveedor Navionics (equidistancia 0.5 m.) en reducidas e intermedias y EMODNET hasta profundidades indefinidas.



Para los cálculos de los perfiles de los frentes de playa en la zona de rompientes y playa emergida y en función de las profundidades de rotura que correspondería a las alturas de ola propagadas hasta pie de playa, se han tomado los perfiles comprendiendo la franja de rompientes hasta el fondo de playa, habiéndose definido a lo largo de cada uno de los dos tramos de estudio un total de 64 perfiles-transectos de incidencia atendiendo a la geometría de la línea de orilla y batimétricas finales de rompientes así como a las direcciones dominantes de vectores del oleaje en la propagación en dicha franja, sobre los cuales se han realizado los cálculos de run-up, que proporcionarán 64 valores de inundación una vez incrementados en el nivel mareal correspondiente sincronizado al estado de mar a lo largo de dicho tramo de costa, para cada uno de los 2 temporales, los cuales configurarán 2 resultados de CI por perfil/transecto de ejecución (una por cada estado de mar).

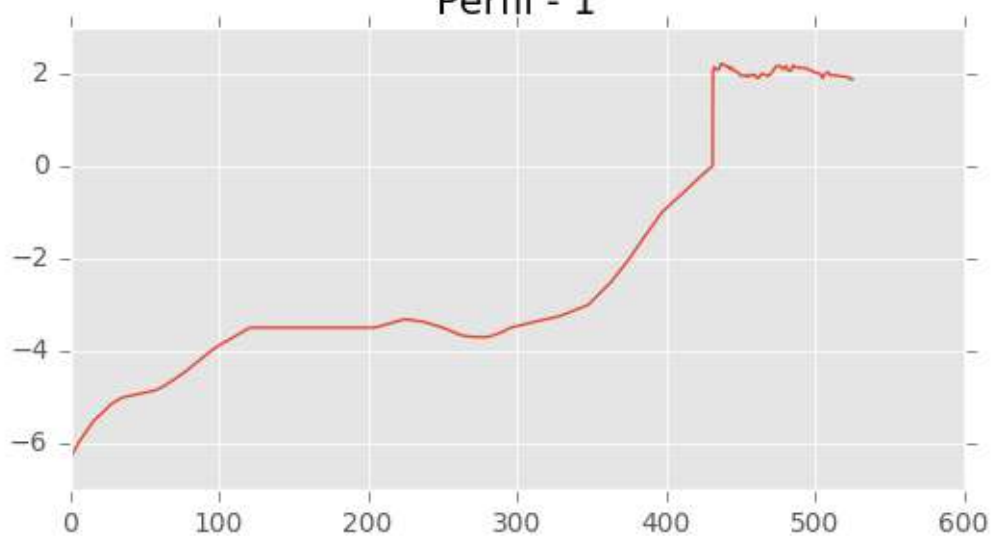
Los perfiles-transectos sobre los que se han ejecutado los cálculos de run-up a lo largo del tramo de estudio se posicionan en los siguientes planos a escala 1/1.500 sobre ortofotografía y MDT, en coordenadas del sistema ETRS89, elipsoide GRS80, Proyección U.T.M., Huso 31. También se adjuntan asimismo los 64 gráficos correspondientes a dichos perfiles, obtenidos sobre el MDT topobatimétrico.



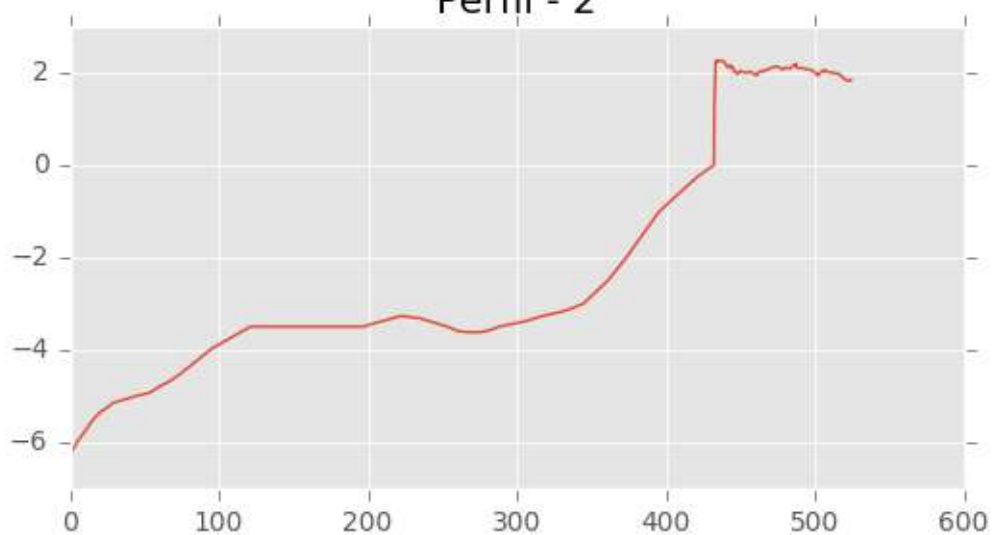




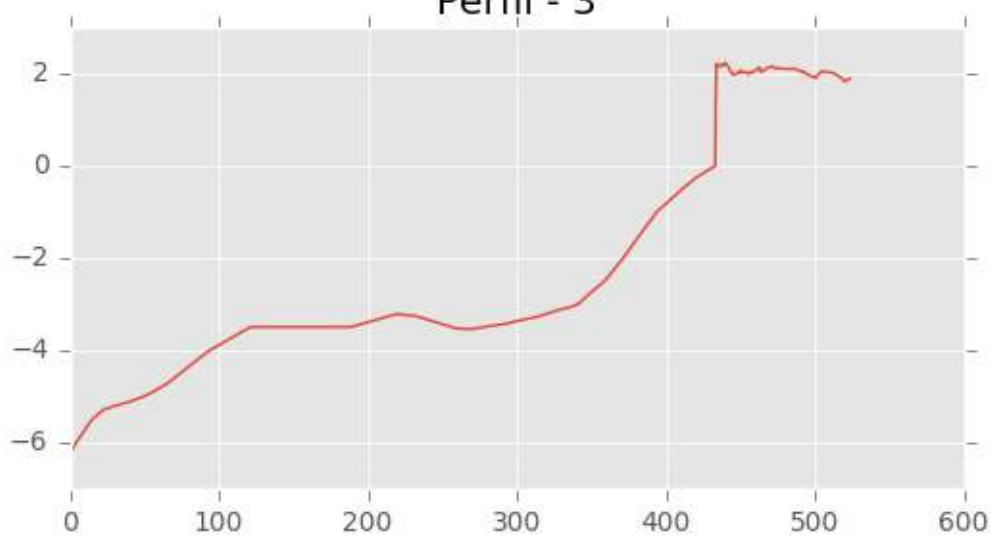
Perfil - 1



Perfil - 2

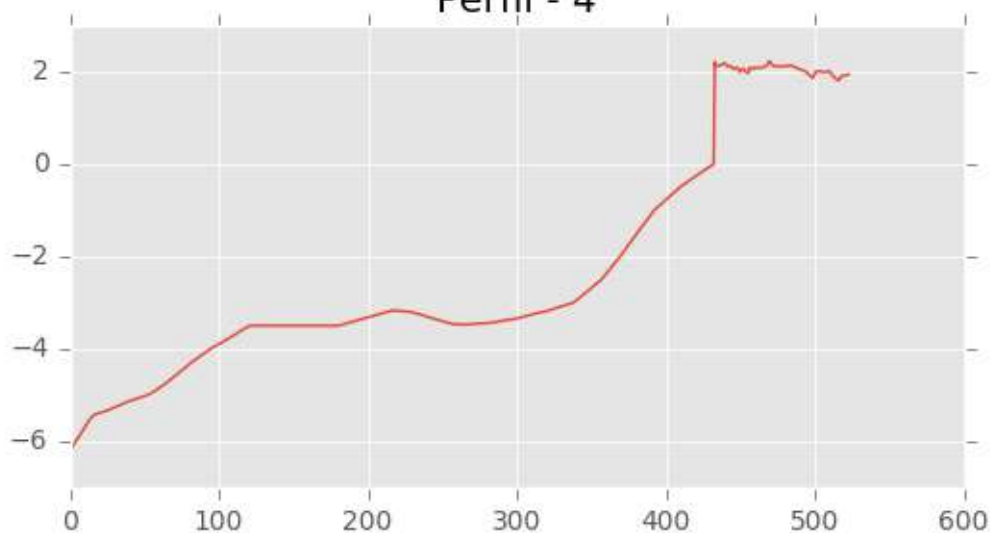


Perfil - 3

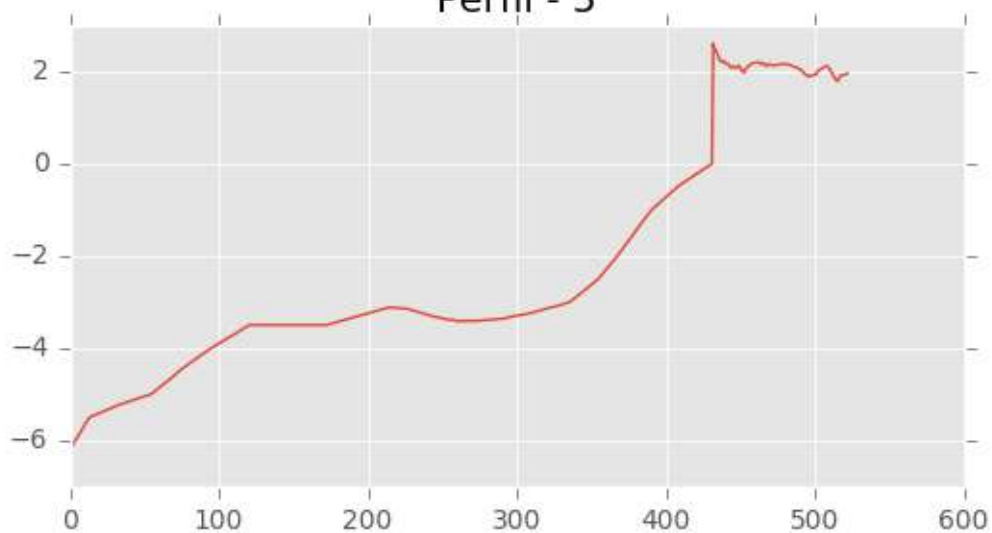




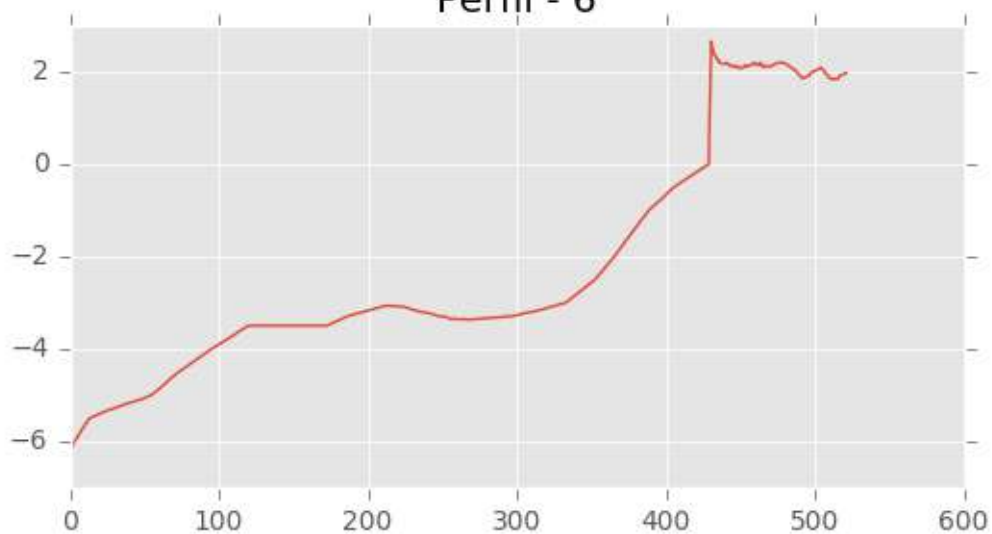
Perfil - 4



Perfil - 5

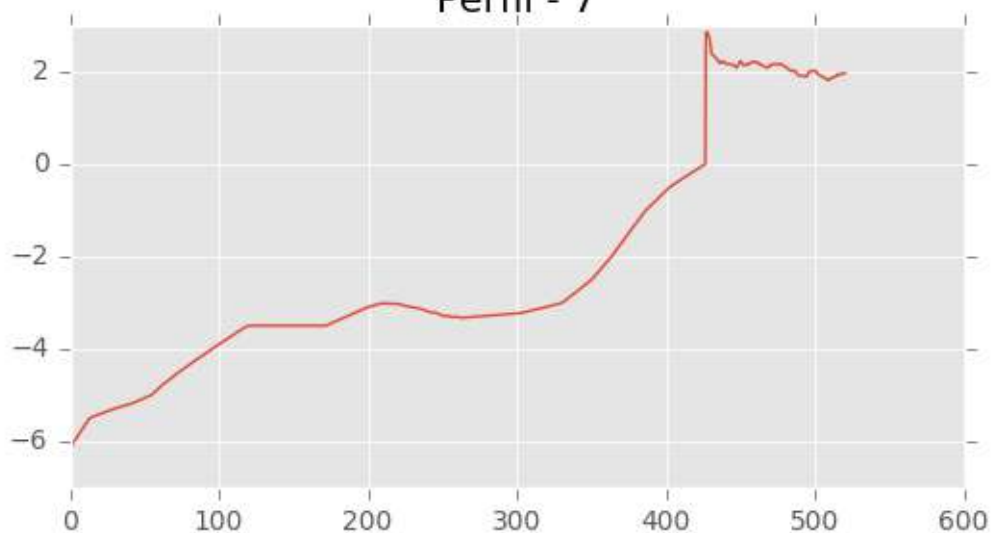


Perfil - 6

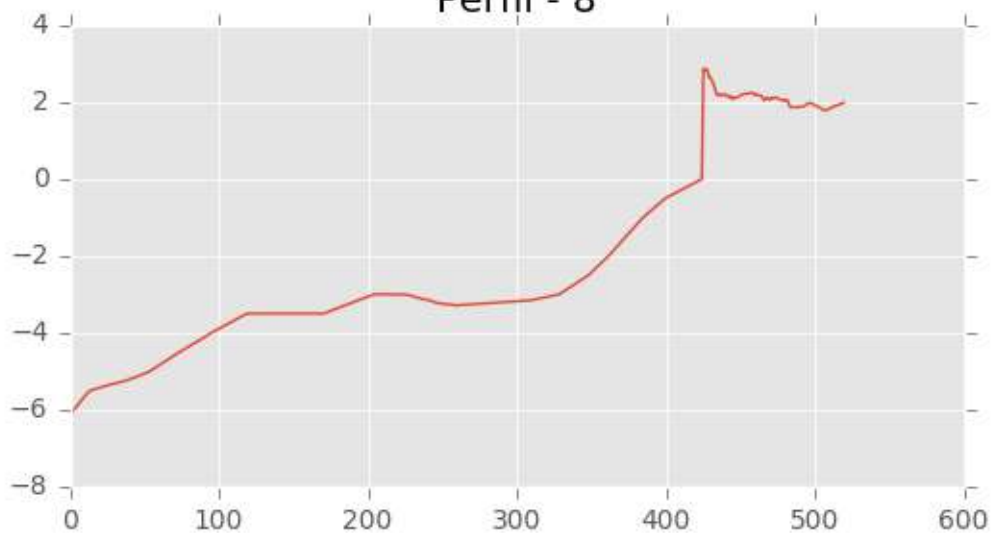




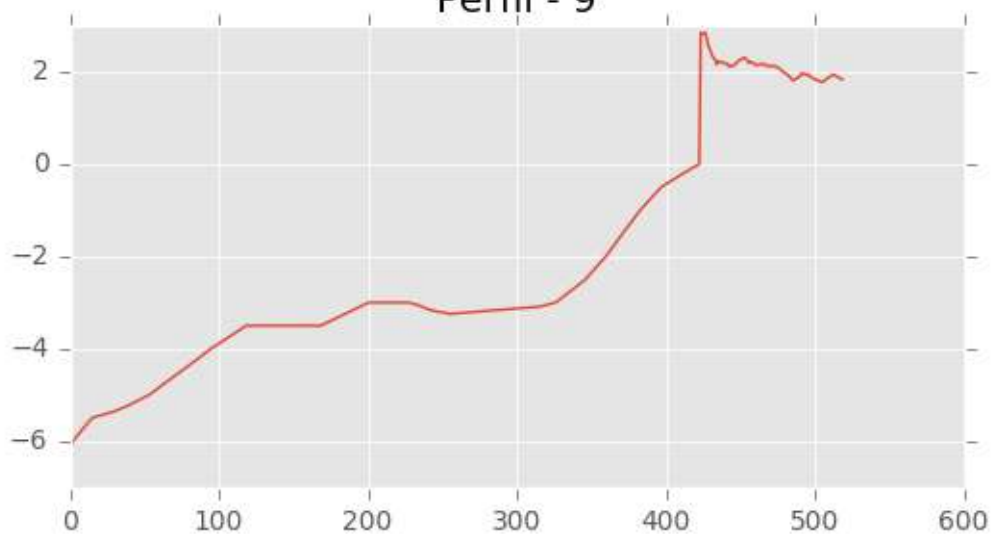
Perfil - 7



Perfil - 8

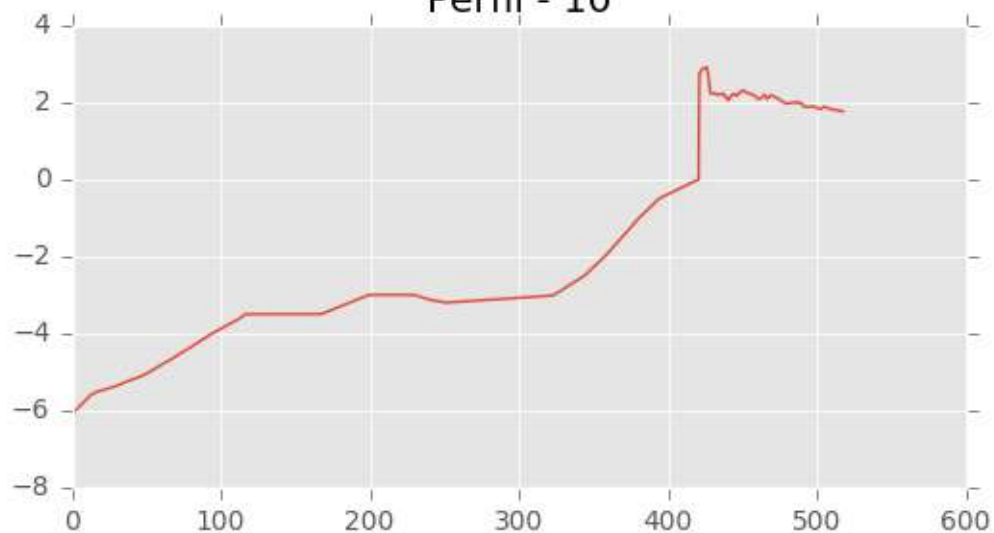


Perfil - 9

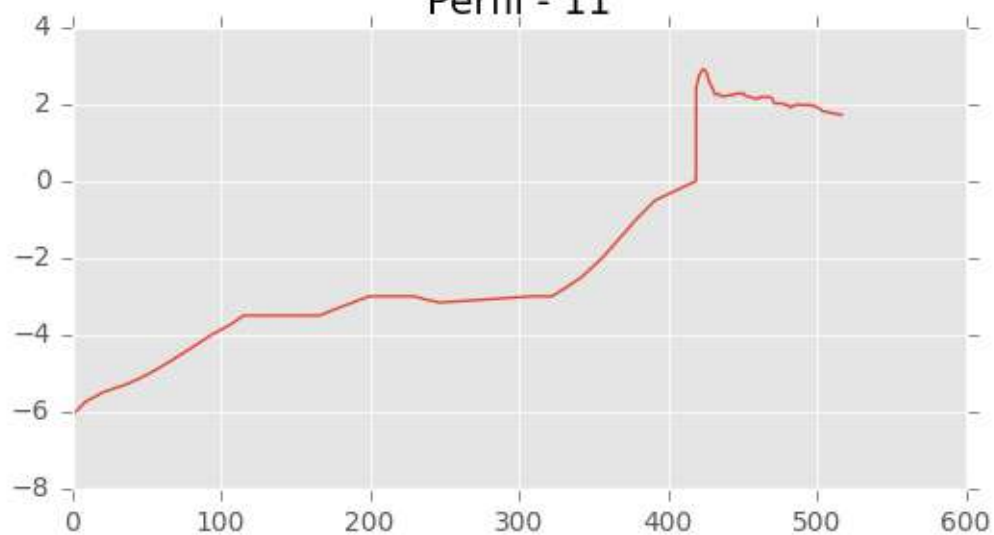




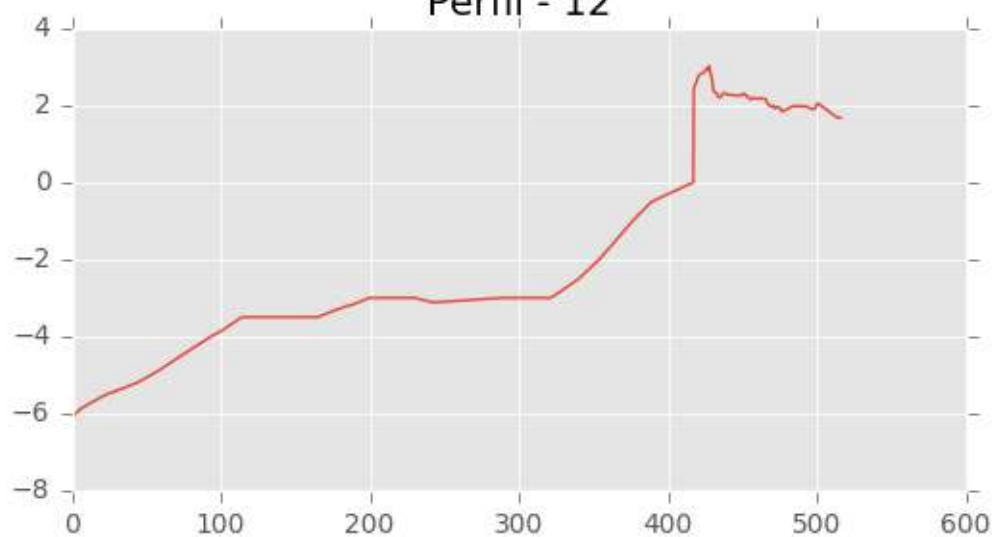
Perfil - 10



Perfil - 11

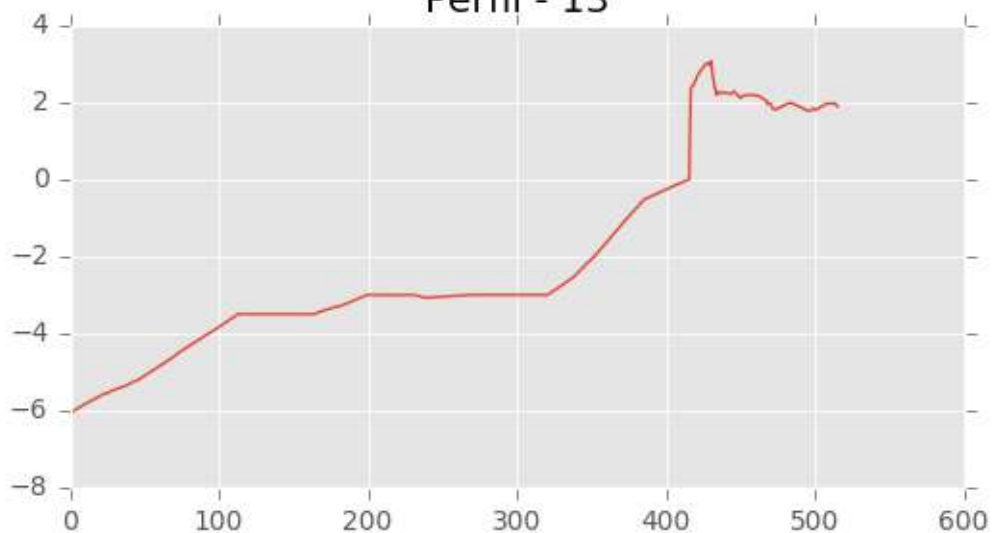


Perfil - 12

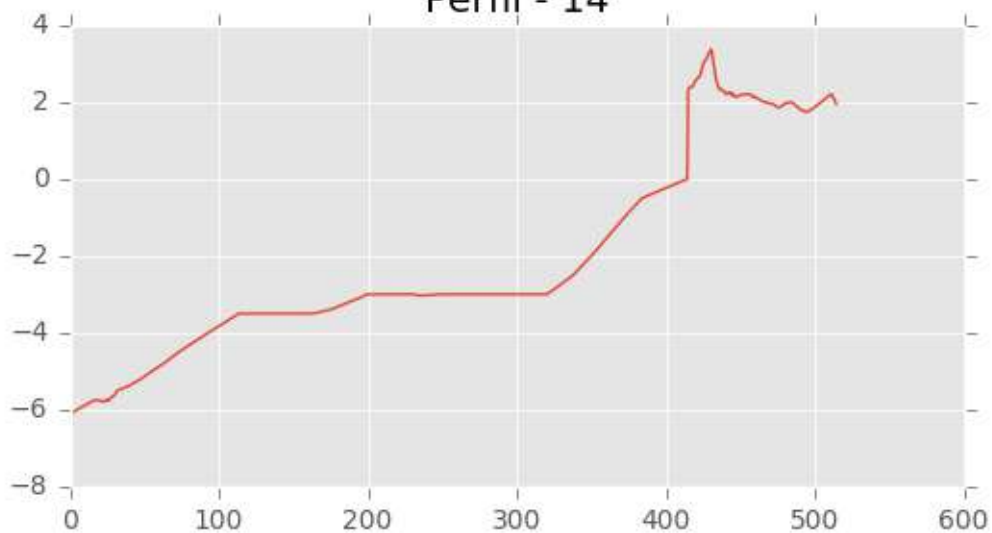




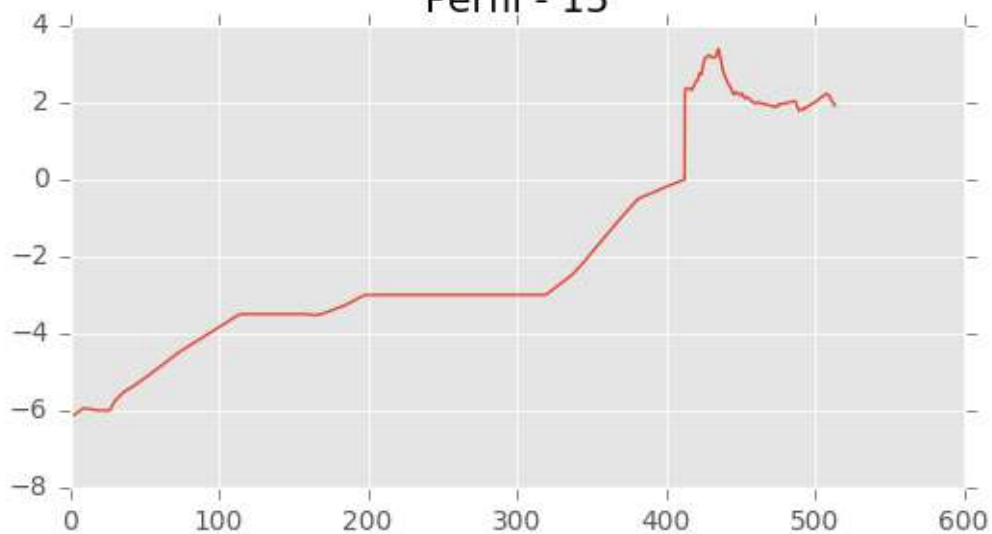
Perfil - 13



Perfil - 14

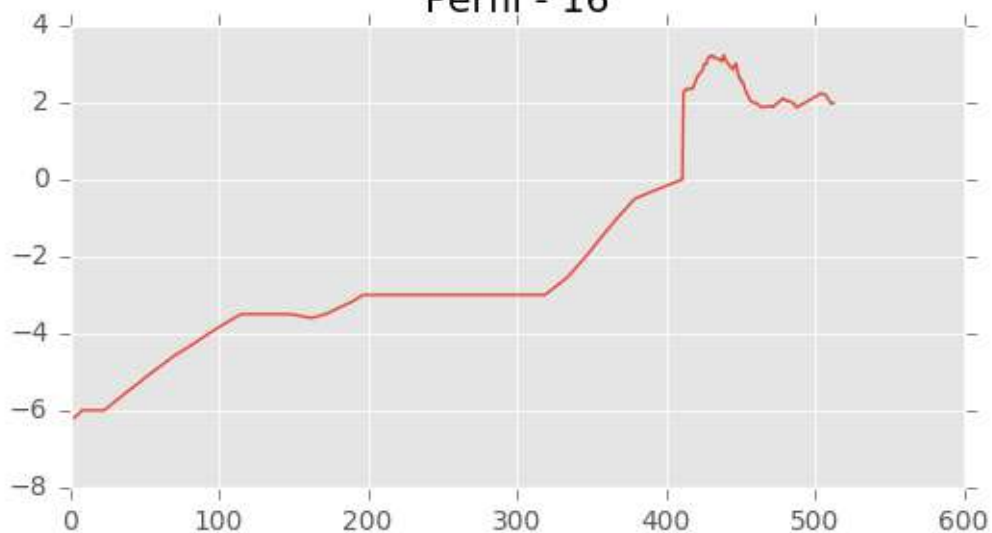


Perfil - 15

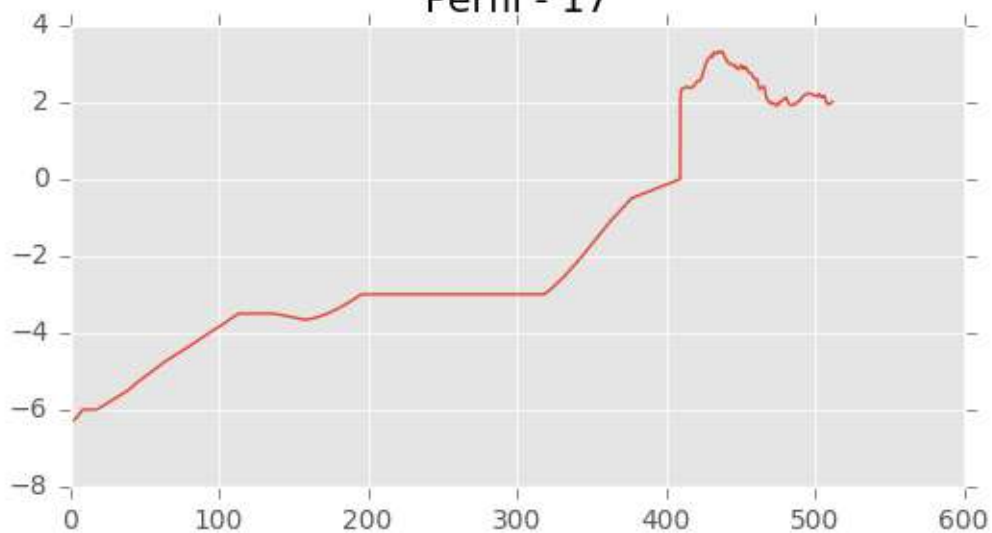




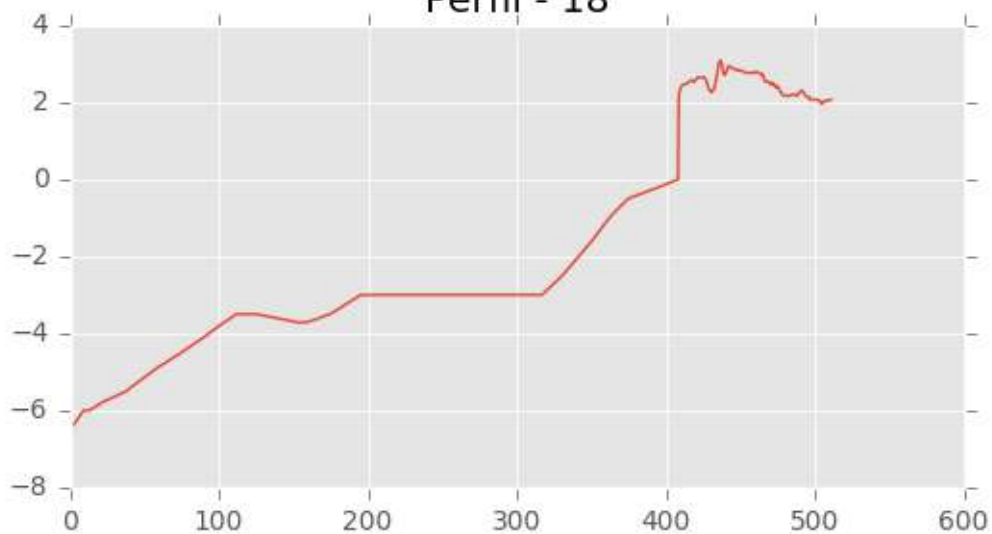
Perfil - 16



Perfil - 17



Perfil - 18





Perfil - 19



Perfil - 20



Perfil - 21





Perfil - 22



Perfil - 23



Perfil - 24





Perfil - 25



Perfil - 26

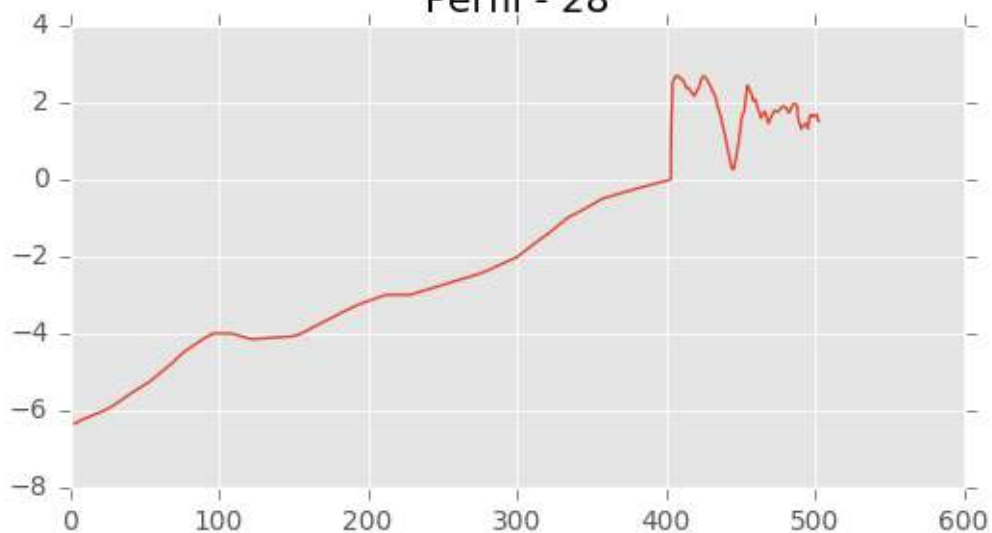


Perfil - 27

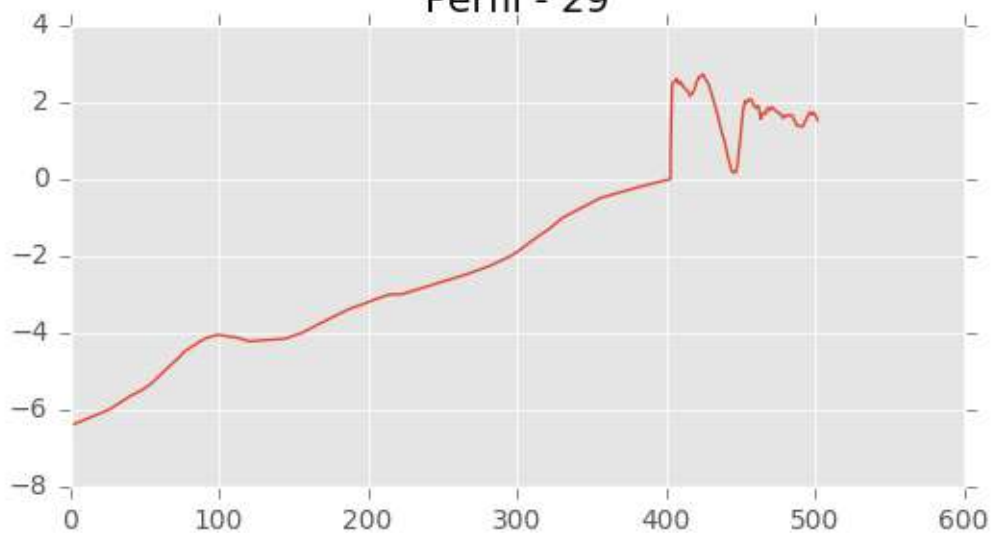




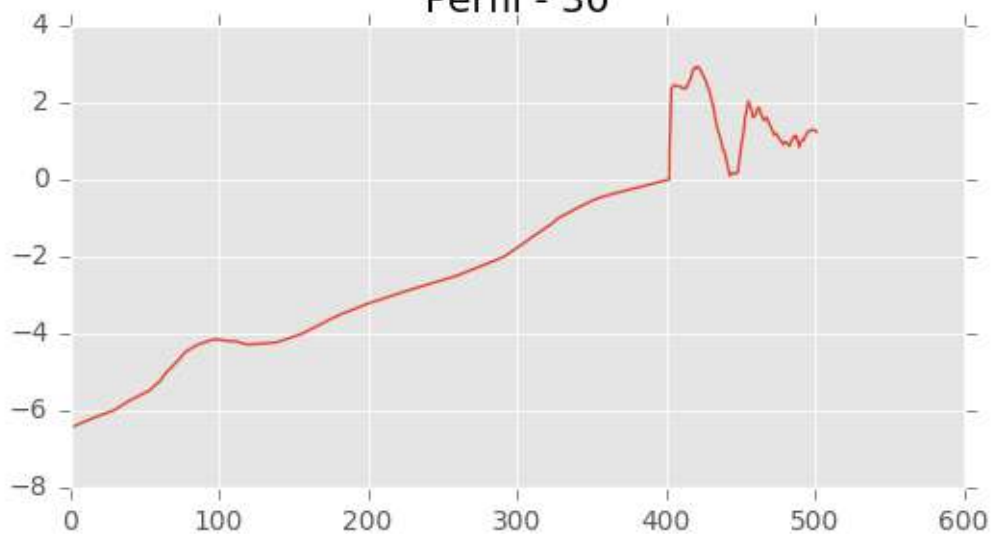
Perfil - 28



Perfil - 29

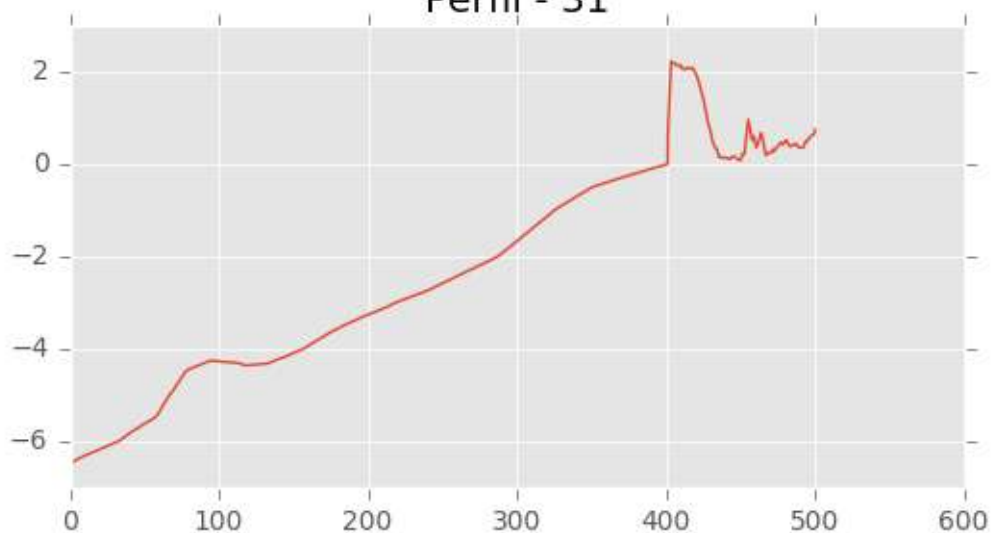


Perfil - 30

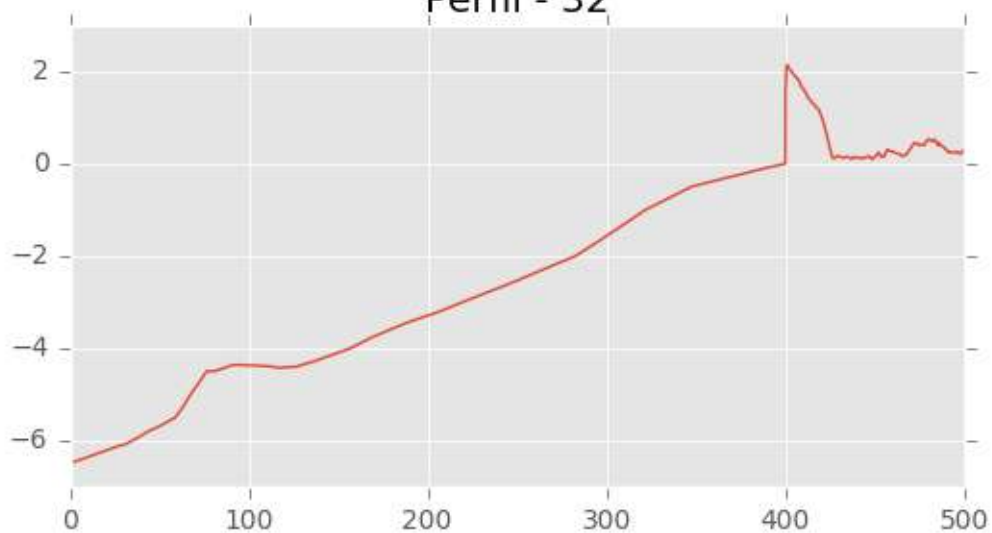




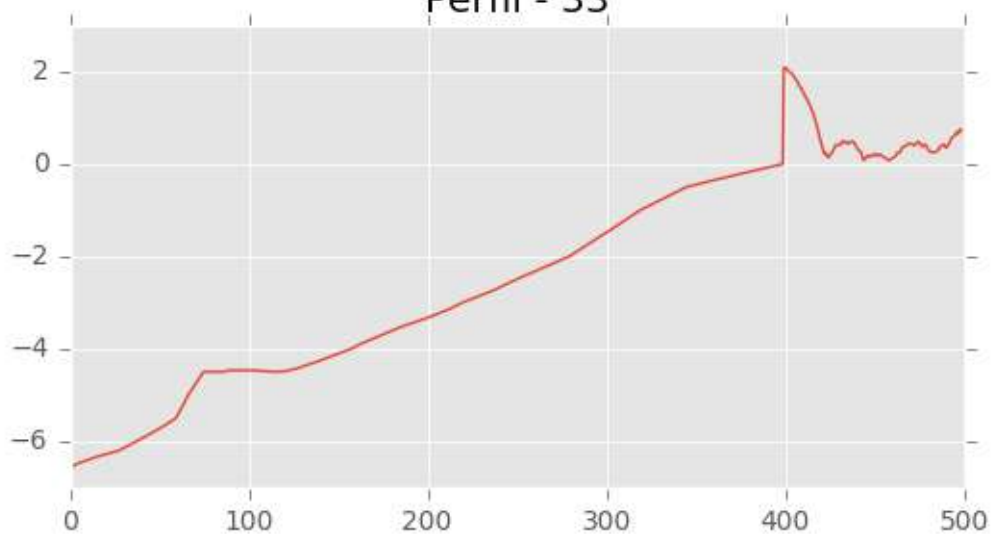
Perfil - 31



Perfil - 32

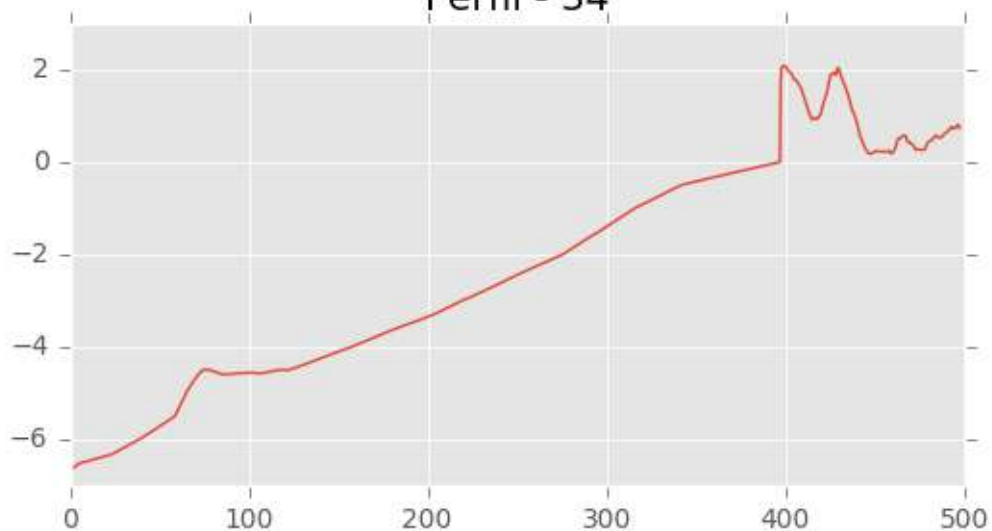


Perfil - 33

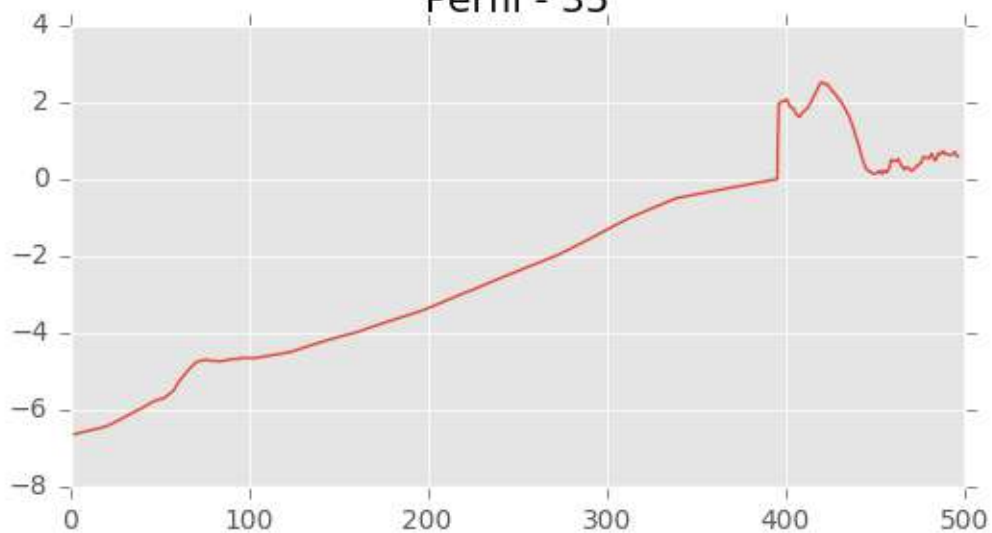




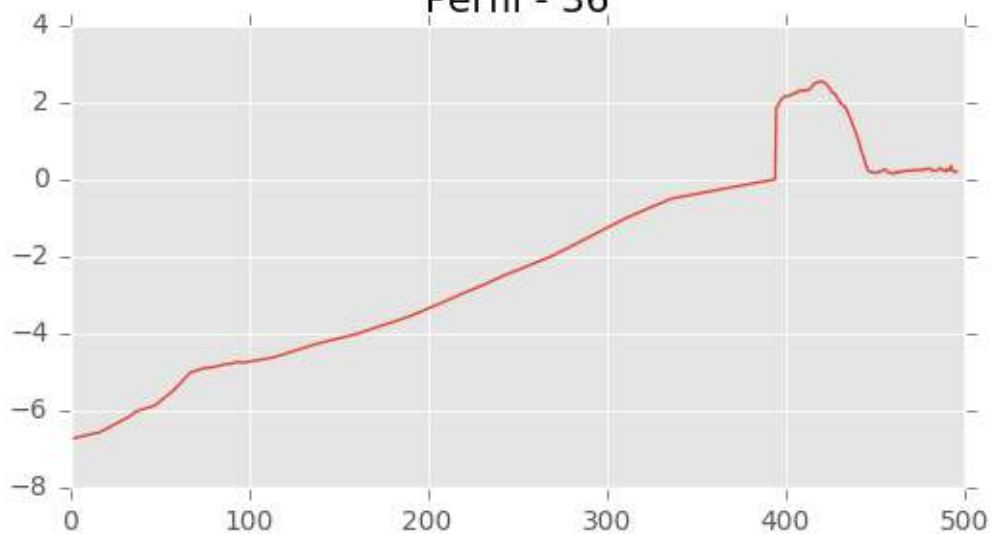
Perfil - 34



Perfil - 35

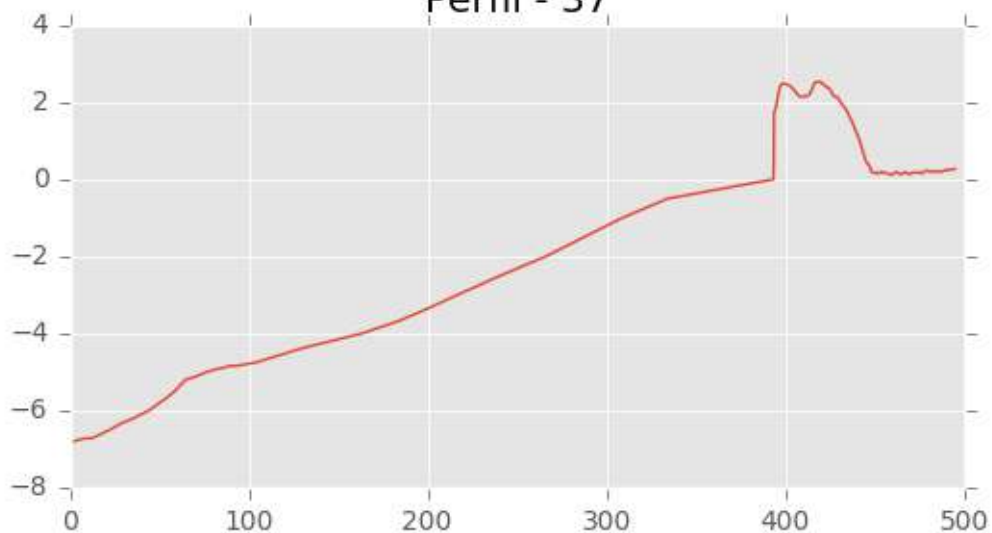


Perfil - 36

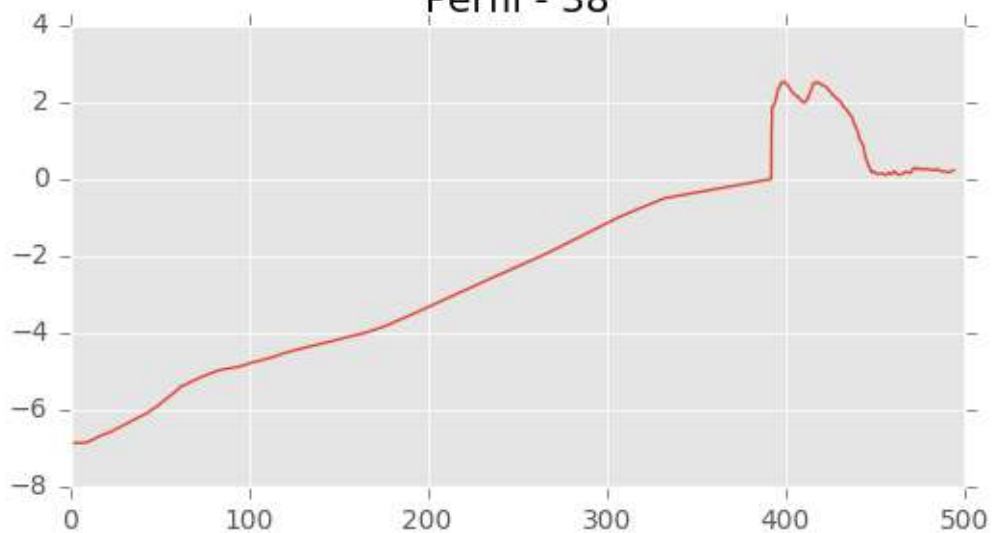




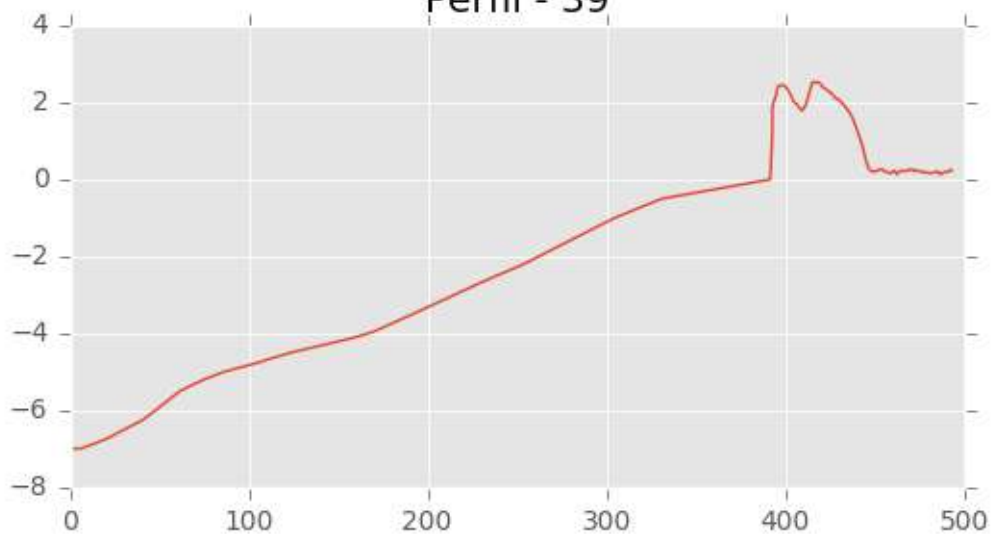
Perfil - 37



Perfil - 38

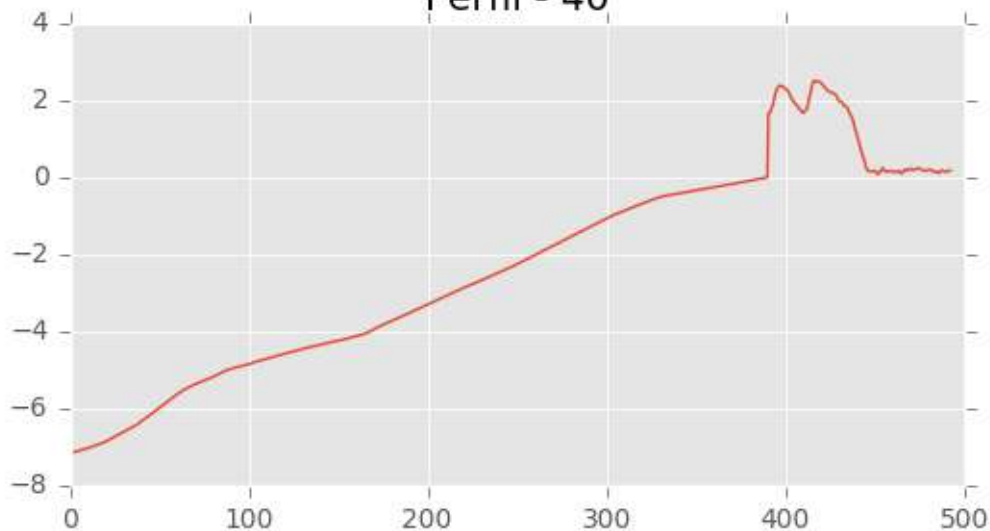


Perfil - 39

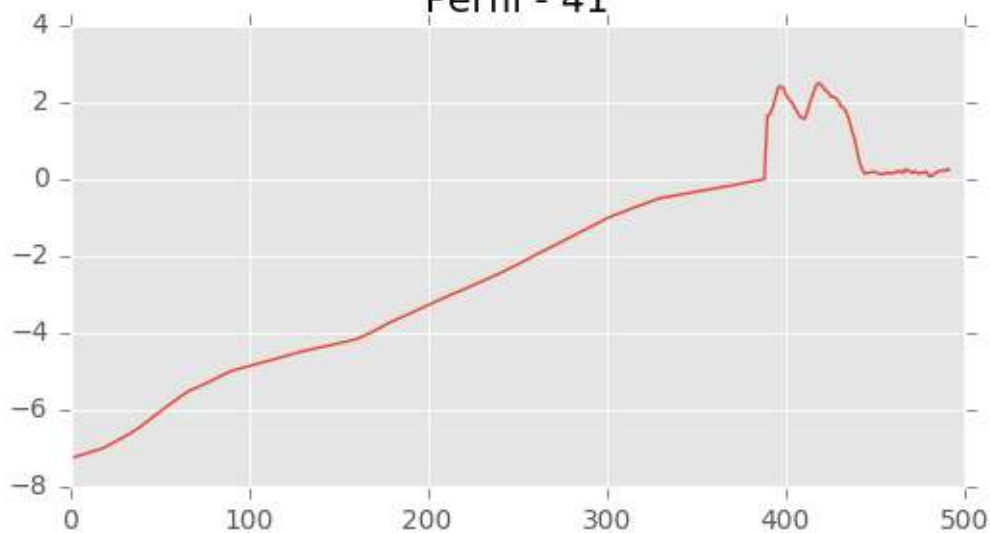




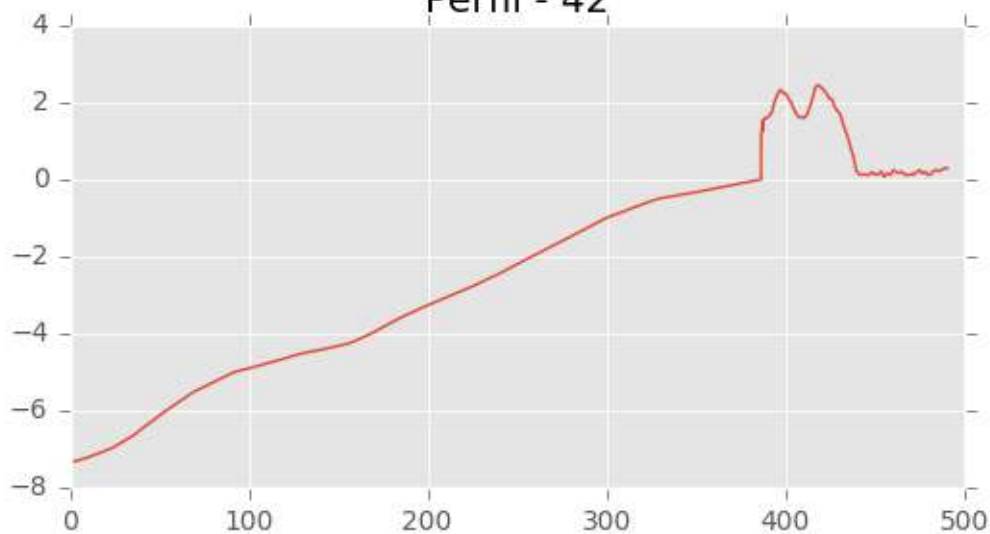
Perfil - 40



Perfil - 41

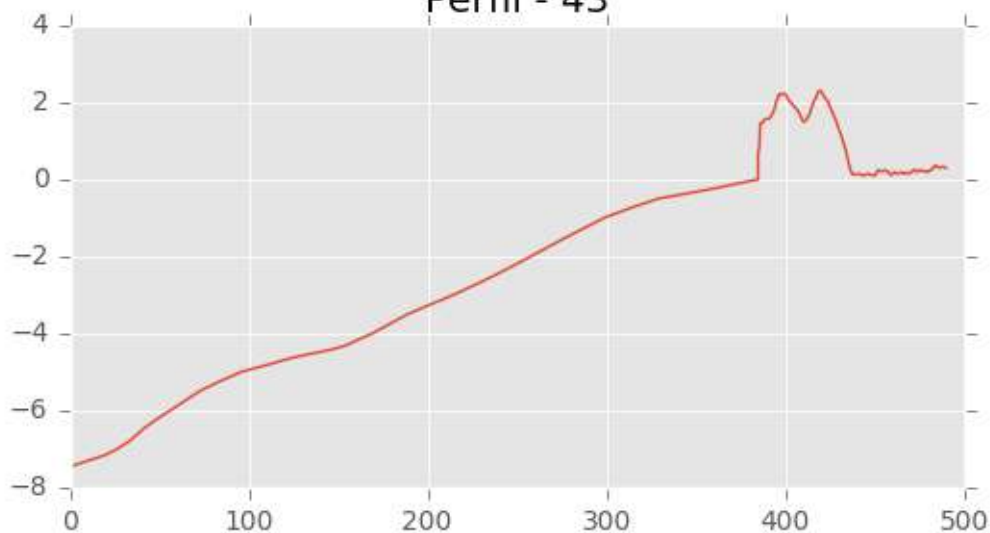


Perfil - 42

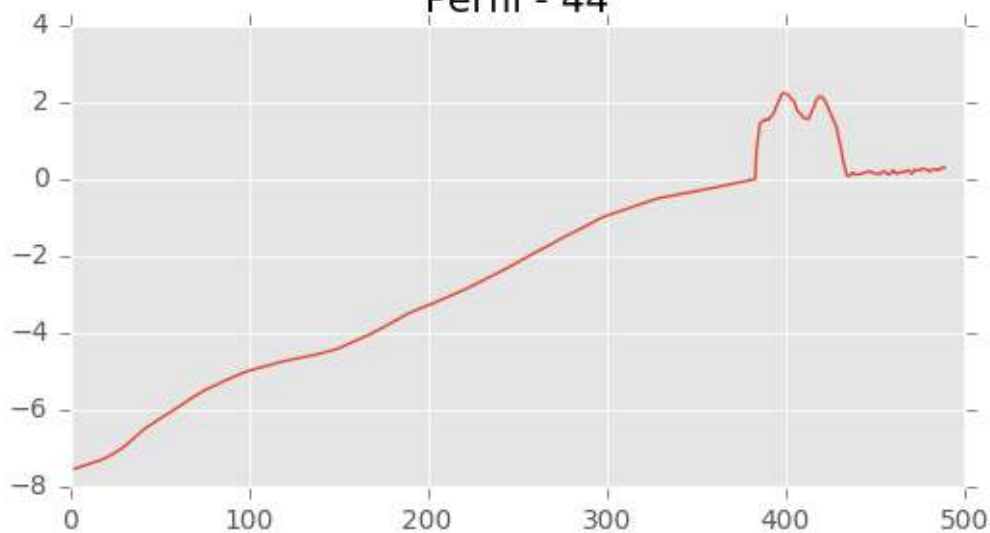




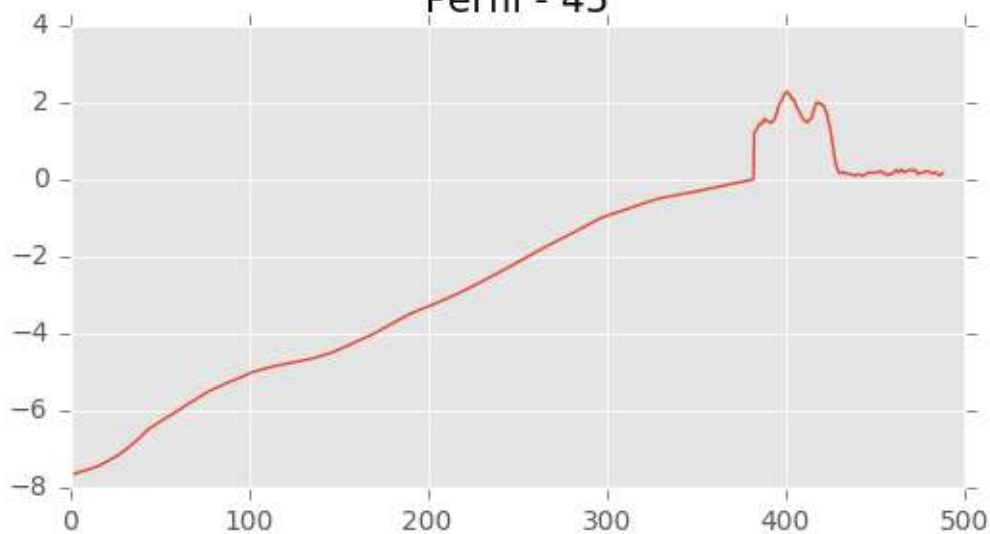
Perfil - 43



Perfil - 44

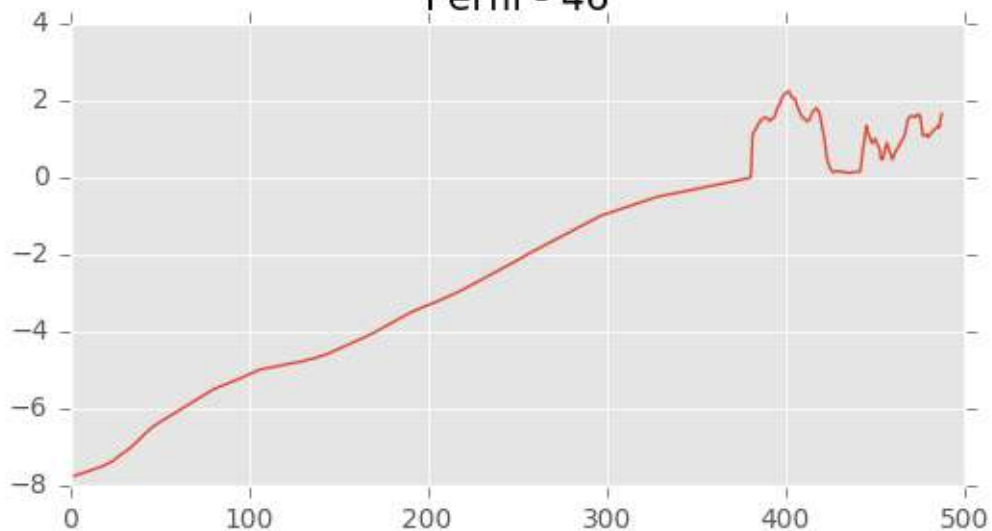


Perfil - 45

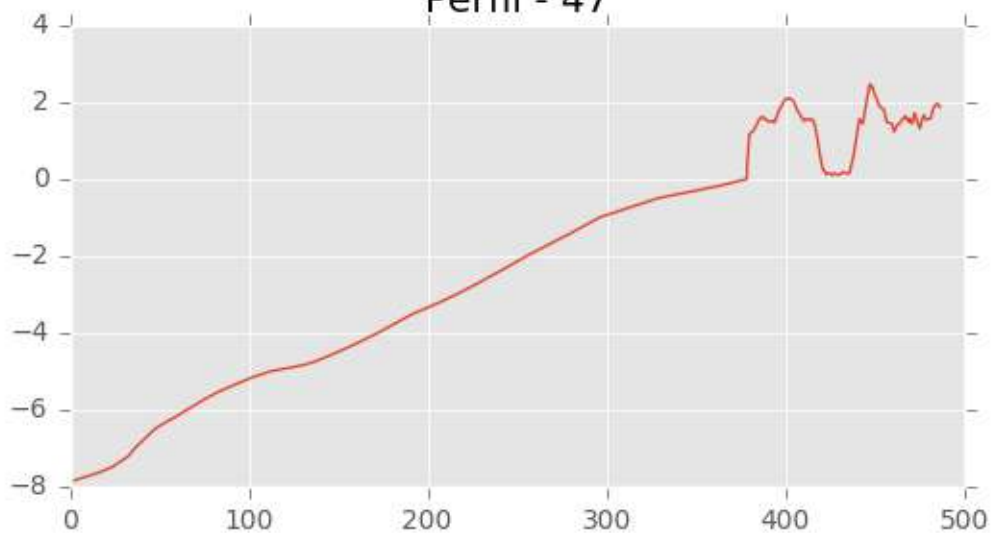




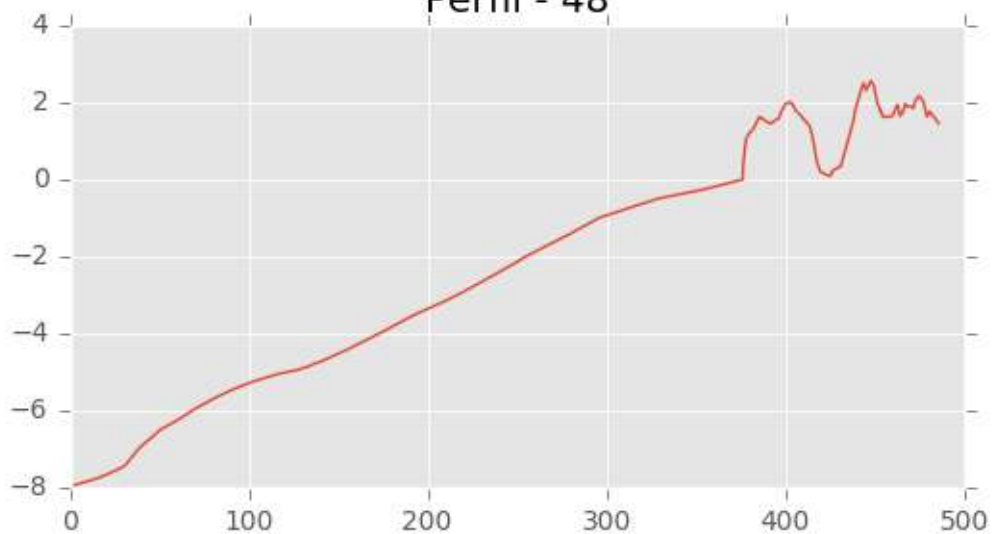
Perfil - 46



Perfil - 47

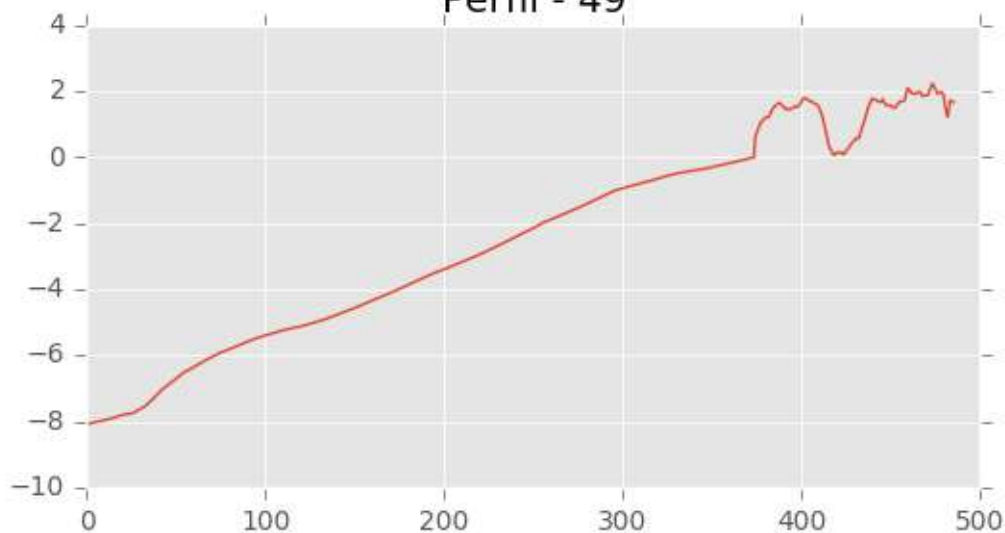


Perfil - 48

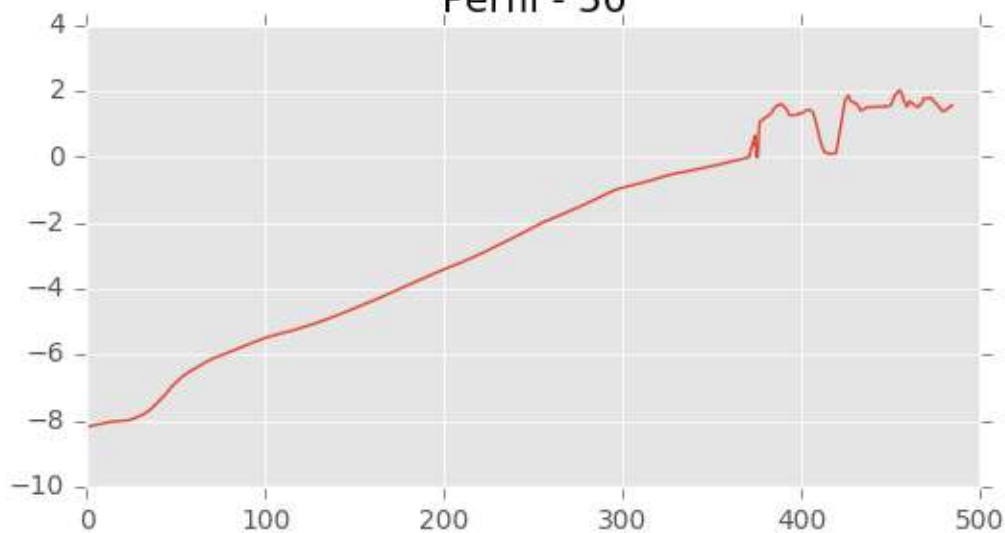




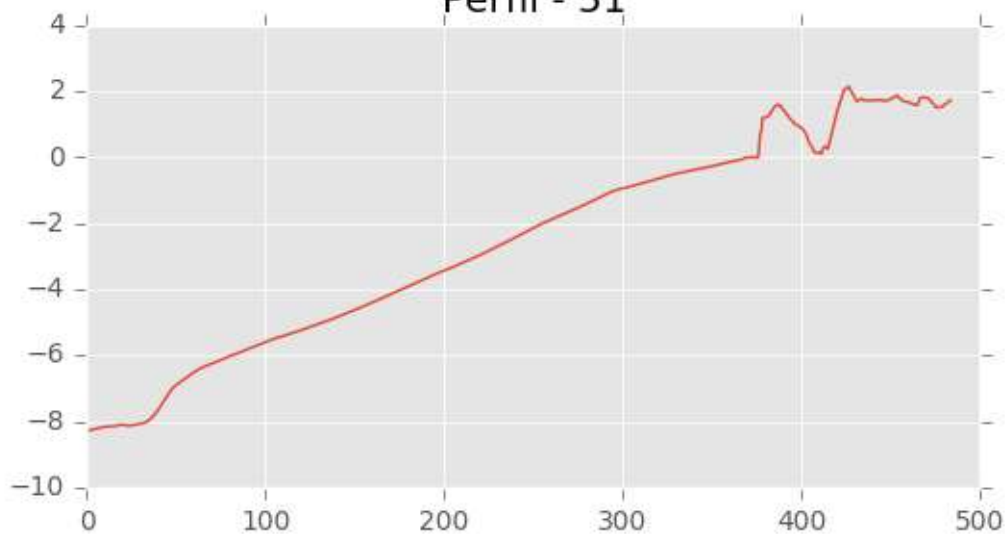
Perfil - 49



Perfil - 50

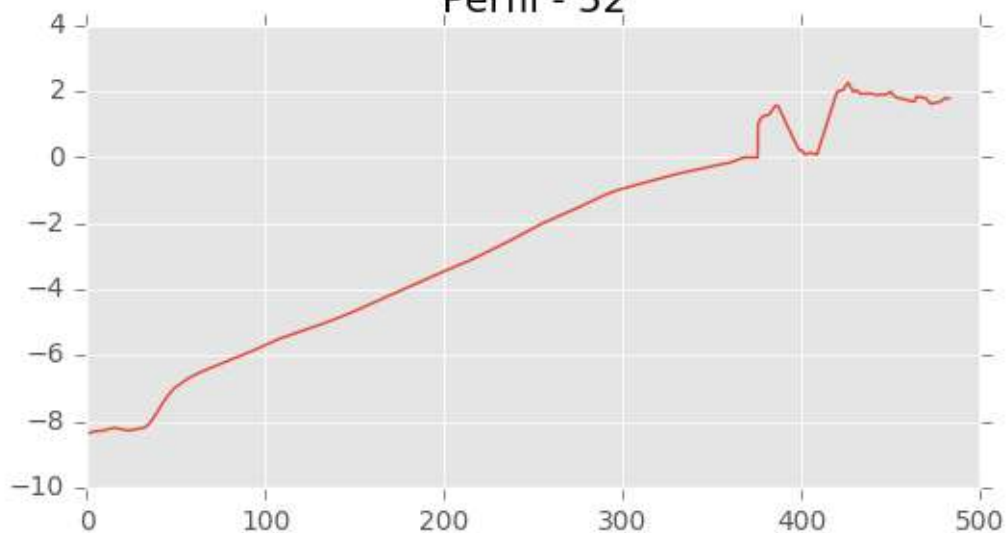


Perfil - 51

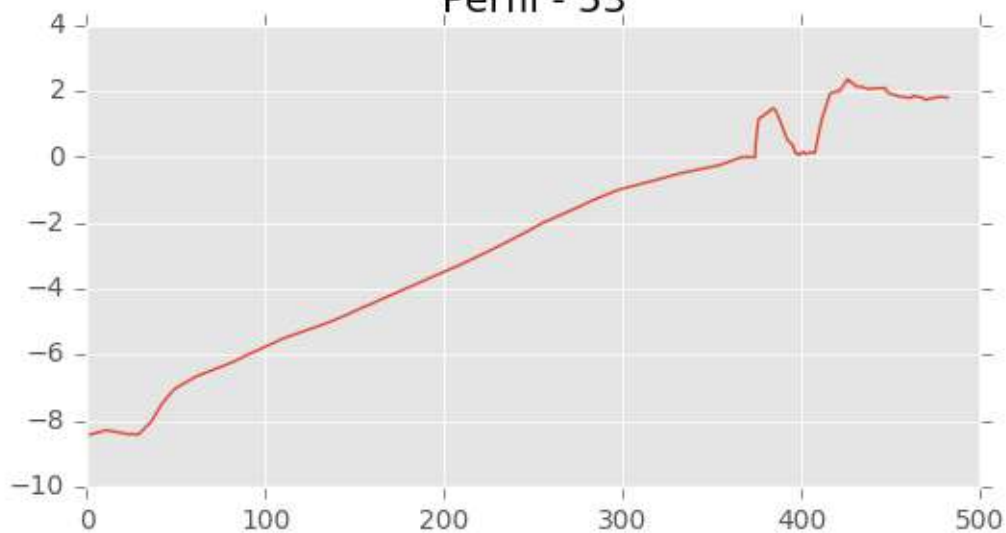




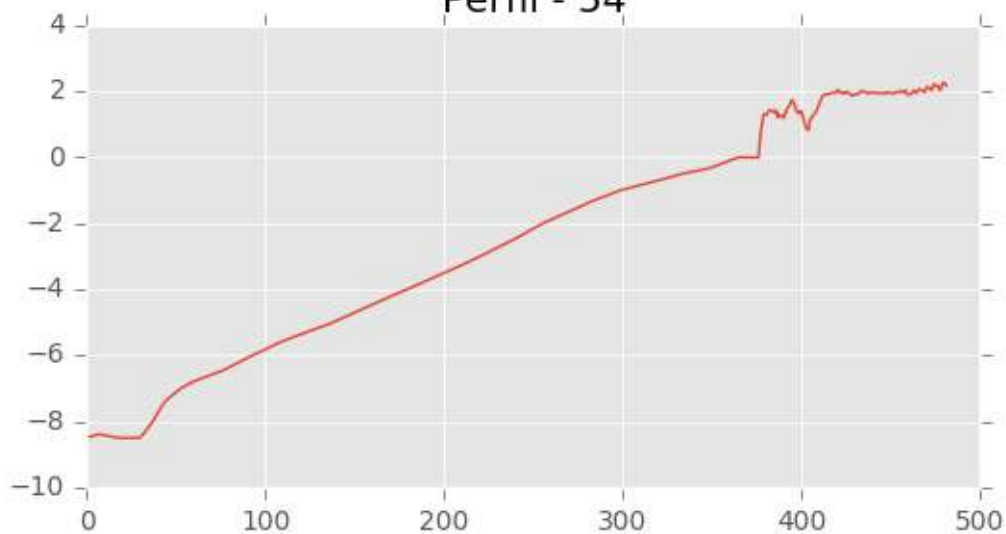
Perfil - 52



Perfil - 53

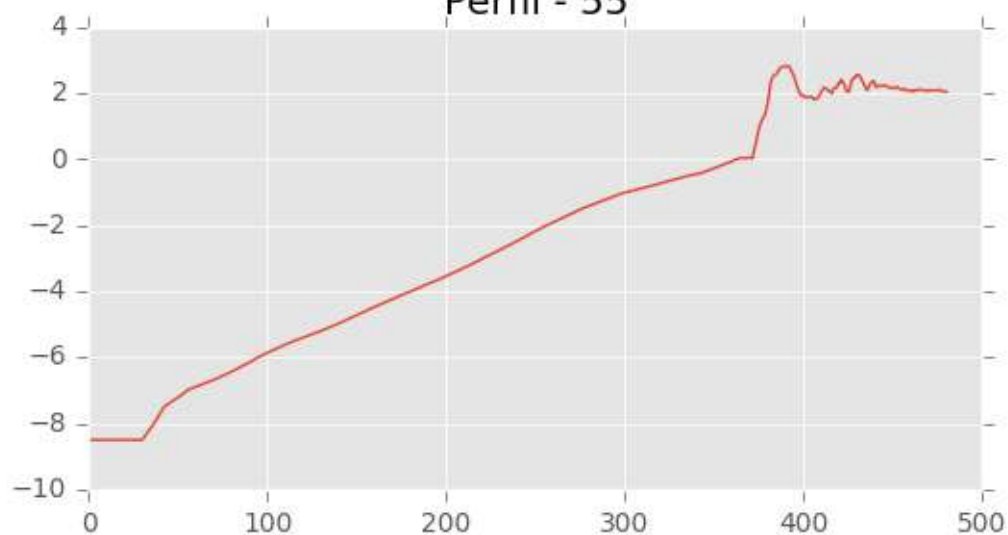


Perfil - 54

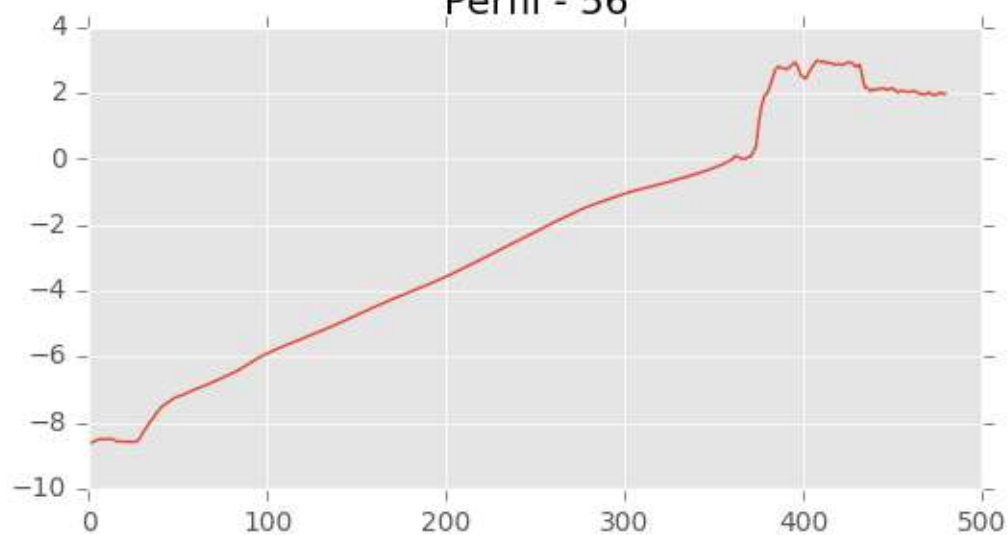




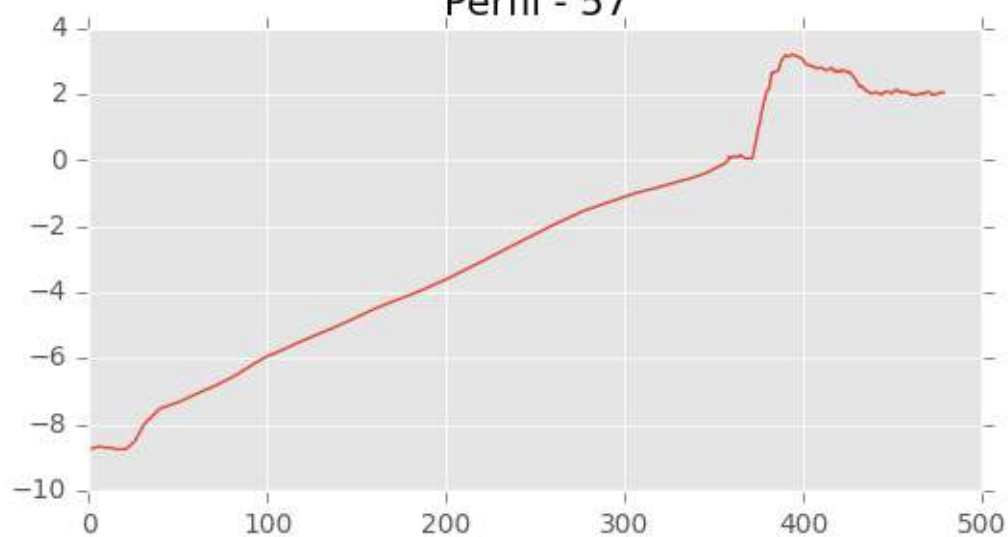
Perfil - 55



Perfil - 56

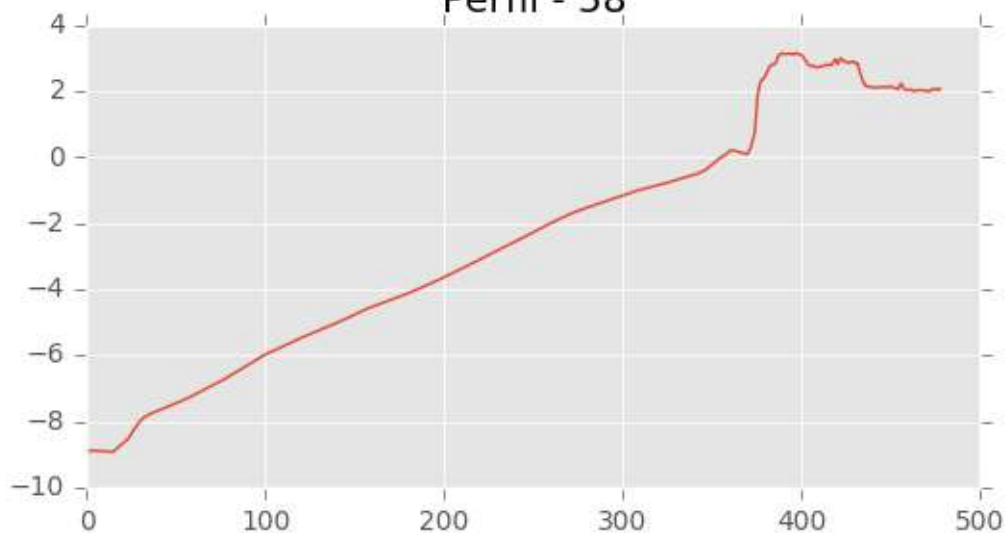


Perfil - 57

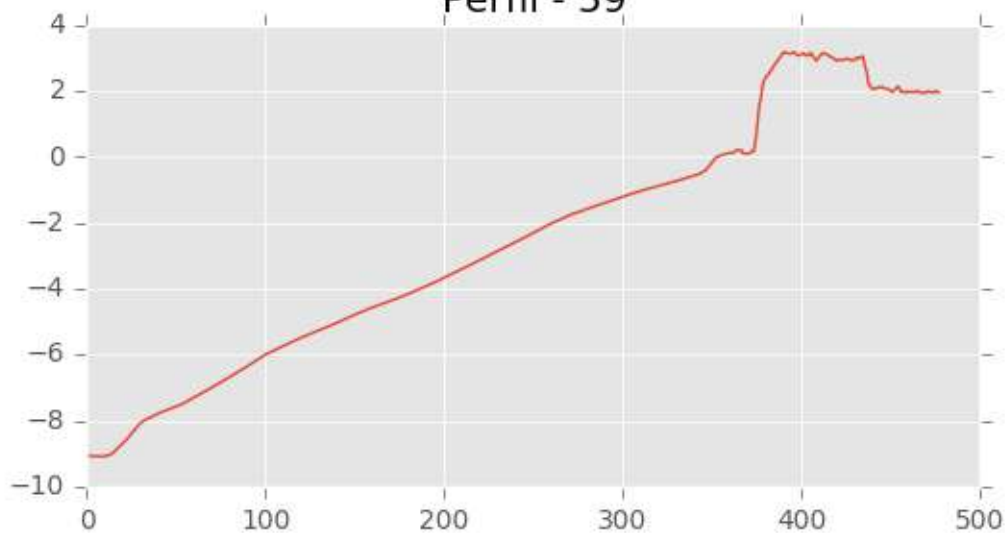




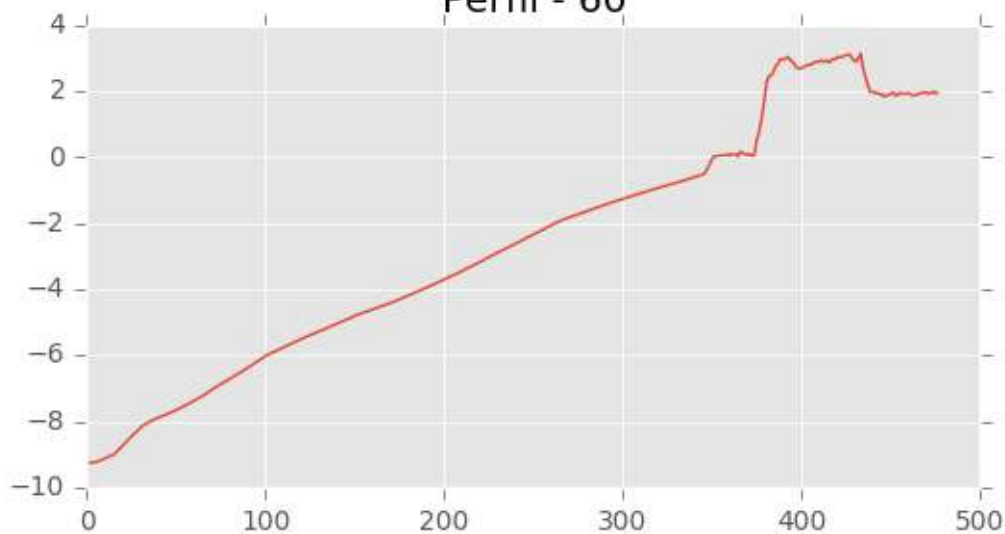
Perfil - 58



Perfil - 59

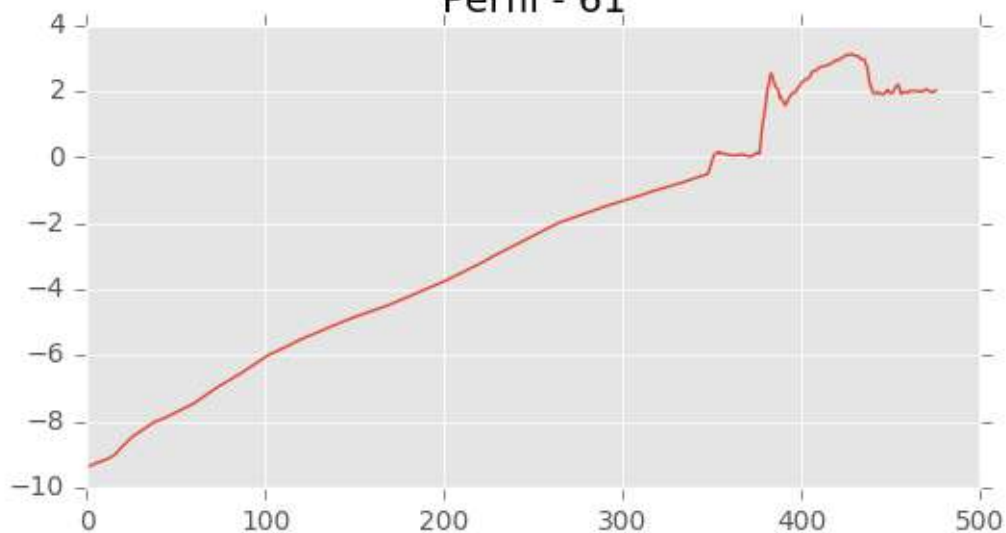


Perfil - 60

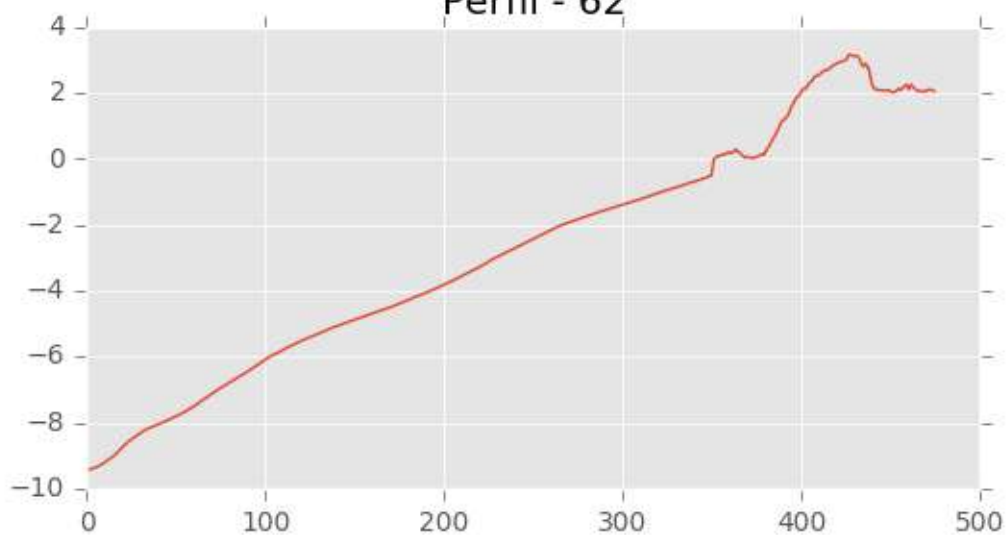




Perfil - 61

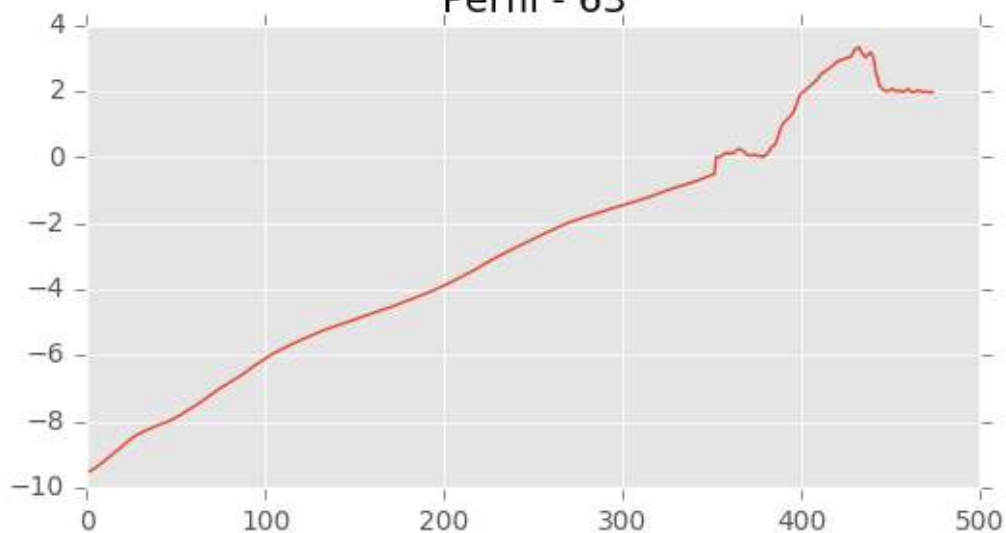


Perfil - 62

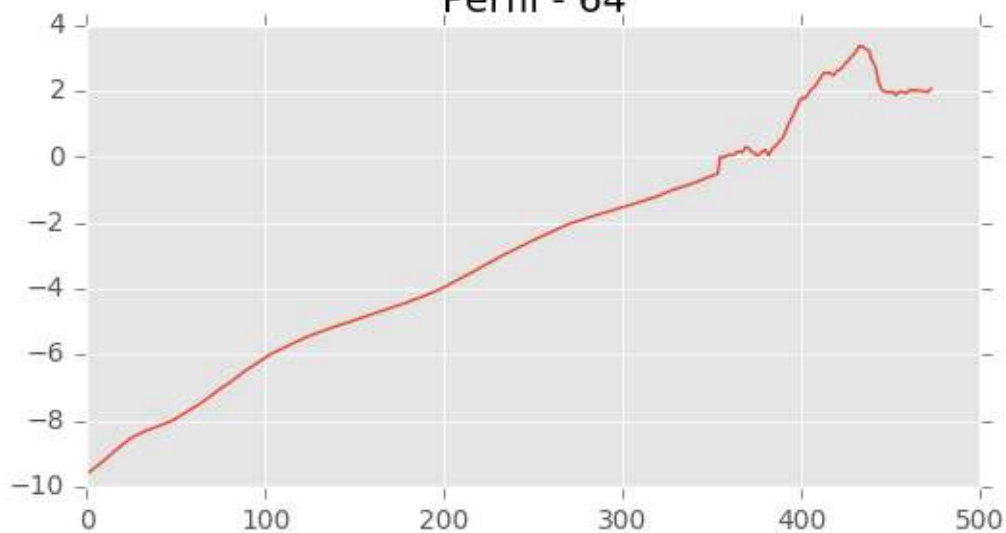




Perfil - 63



Perfil - 64





Cabe recordar, como ya ha sido señalado en apartados anteriores, que el MDT topobatimétrico, ha sido confeccionado en el terreno emergido a partir del vuelo LIDAR del I.G.N. de segunda cobertura ejecutado entre 2016-2017, por lo que la morfología del cauce en su desembocadura y delta, y más en concreto de la barra exterior, se corresponde con la de dicha fecha, y no con la actual, sustancialmente modificada a partir de los temporales de enero de 2020 (temporal Gloria), circunstancia consecuente con los estados de mar seleccionados dado que los mismos actuaron sobre dicha morfología, y no sobre la morfología posterior del delta que se configuró en los años posteriores.

Dado que se trata de una morfología peculiar correspondiente a la desembocadura de un río con una barra en la desembocadura, con zonas deprimidas y brechas abiertas por las que penetra el nivel de inundación obtenido por la penetración del flujo de los incrementos de nivel por oleaje y marea (run-up+marea) por dichas zonas de cota inferior del lecho inferior a la del resto de la barra, se considerará un factor de percolación de $\gamma_w=1$ para la zona externa de la barra y tramo final del cauce hasta el trasdós de la misma, teniendo en cuenta que la barra se encuentra junto a la línea de orilla (no hay prácticamente fondo de playa) y que la granulometría del lecho del cauce del Tordera en su último tramo (el más próximo al trasdós de la barra) cuenta con porcentajes elevados de elementos finos (limos y arcillas).

El factor de rugosidad de la superficies emergidas de incidencia γ_f , tomará el valor de 1 dada la naturaleza arenosa de la barra (pendiente emergida de incidencia del run-up), por lo que se aplicará, sobre los mismos el factor de rugosidad $\gamma_f = 1$:



Factor de reducción, γ_f para un talud rugoso

Tipo de talud				Factor de reducción γ_f	Factores de reducción antiguos
Liso (hormigón, asfalto)				1.0	1.0
Revestimiento liso y cerrado de bloques				1.0	0.9
Hierba (3 cm)				0.9 – 1.0	0.85 – 0.90
1 capa de escollera ($H_s/D = 1.5 - 3$)				0.55 – 0.60	0.80
2 ó más capas de escollera ($H_s/D = 1.5 - 6$)				0.50 – 0.55	0.50 – 0.55
Elementos de rugosidad sobre un talud liso. Altura = f_h , anchura = f_b					
Tipo	f_h/f_b	f_b/H_s	Superficie cubierta		
1/25 bloque	0.88	0.12-0.24	1/25	0.75-0.85	
1/9 bloque	0.88	0.12-0.19	1/9	0.70 – 0.75	
Medio bloque	0.44	0.12-0.24	1/25	0.85 – 0.95	
Solo sobre Nmedio	0.88	0.12-0.18	1/25	0.85 – 0.95	
Bloque ancho	0.18	0.55-1.1	1 /4	0.75 – 0.85	
Costillas $f_b/H_s = 0.12-0.19$ y $f_L/f_b = 7$ (óptimo) Donde f_L = distancia entre costillas				0.60 – 0.70	



El factor de pendiente γ_b (Van Der Meer y Janssen 1995) sí tendrá incidencia en la inundación aguas arriba por el cauce del Tordera, dado que la pendiente del lecho del cauce según avanzamos hacia el interior se suaviza notablemente, con respecto a la pendiente de la playa hasta la barra, haciéndose muy leve en las posiciones más internas de los perfiles/transectos de ejecución del modelo de inundación.

Para valorar esta circunstancia, así como que la incidencia de la percolación, que empezará a ejercer una acción más sensible en las posiciones internas del cauce que en las externas, dado que en las más externas (en el tramo último del cauce adyacente al trasdós de la barra) es mucho más probable la saturación del suelo (a partir de una cierta duración del temporal), que en las posiciones más internas del cauce, en las que la saturación del lecho (considerándose la hipótesis de ausencia de caudal del río) no será del 100% y por tanto sí existirá una disminución del nivel por este factor (propiciado además por las granulometrías del lecho que aumentan debido al arrastre de los elementos más finos hacia el tramo más bajo).

En consecuencia, la expresión final del Run up corregida por estos coeficientes, será la de $R_{u2\%} = R_{0u2\%} * \gamma_f * \gamma_b * \gamma_w$ habiéndose aplicado en el presente caso un coeficiente conjunto de coeficientes de percolación y pendiente en las zonas más internas del cauce, para ponderar las pérdidas de carga y por tanto de nivel de inundación sobre las cotas obtenidas a lo largo del perfil/transecto en su internamiento por el cauce, de forma gradual, con un valor que oscila desde $\gamma_b * \gamma_w = 0,99$ en el tramo más bajo del cauce y barra, hasta $\gamma_b * \gamma_w = 0,41$ (producto de factores menor) en la zona más interna de los perfiles/transectos trazados para la ejecución del modelo de inundación, con zonas de transición entre ambos extremos.

De esta forma, se ha pretendido estimar la inundación de la forma más real posible, teniéndose en cuenta una pérdida en el potencial de inundación en su avance aguas arriba por el cauce del Tordera, una vez atravesada la barra por las brechas de apertura (que se abren en los episodios de temporal).



A partir de los resultados de propagación exportados en una malla de detalle de nodos extendida hasta el tramo objeto de estudio (en cada uno de los cuales el software Oluca-SP espectral proporcionó los valores de los parámetros del oleaje hasta la posición de cada nodo), se han seleccionado los nodos a pie de playa con los valores de altura de ola propagada antes del inicio de la rotura a lo largo de una franja que comprende los 64 perfiles-transectos para cada uno de los 2 estados de mar seleccionados, sobre los cuales se ha ejecutado el modelo de Nielsen y Hanslow con los factores de corrección, todo ello mediante una aplicación informática diseñada y programada en plataforma GIS que comprende un paquete de herramientas interactivas que aplicarán dicho modelo semiempírico para el cálculo de las líneas de inundación sobre el MDT, realizando las siguientes operaciones:

1. Cálculo de la pendiente del frente de playa sobre el MDT topobatimétrico de cada uno de los 64 perfiles, obtenida como la pendiente de la recta ajustada a los puntos de cada perfil por el método de mínimos cuadrados.
2. A partir de una línea previa de rotura semiempírica que calcula la aplicación con los modelos-criterios de Sunamura y Horikawa (1974) y Sunamura (1980), (con H_b = altura de ola en rotura, d_b = profundidad de rotura, L_0 longitud de onda en aguas profundas y m =pte. del frente de playa)

$$\frac{H_b}{H_0} = m^{0.2} \left(\frac{H_0}{L_0} \right)^{-0.25} \quad \frac{H_b}{h_b} = 1.1 m^{1/6} \left(\frac{H_0}{L_0} \right)^{-1/12}$$

que comprenderá la extensión de los perfiles,

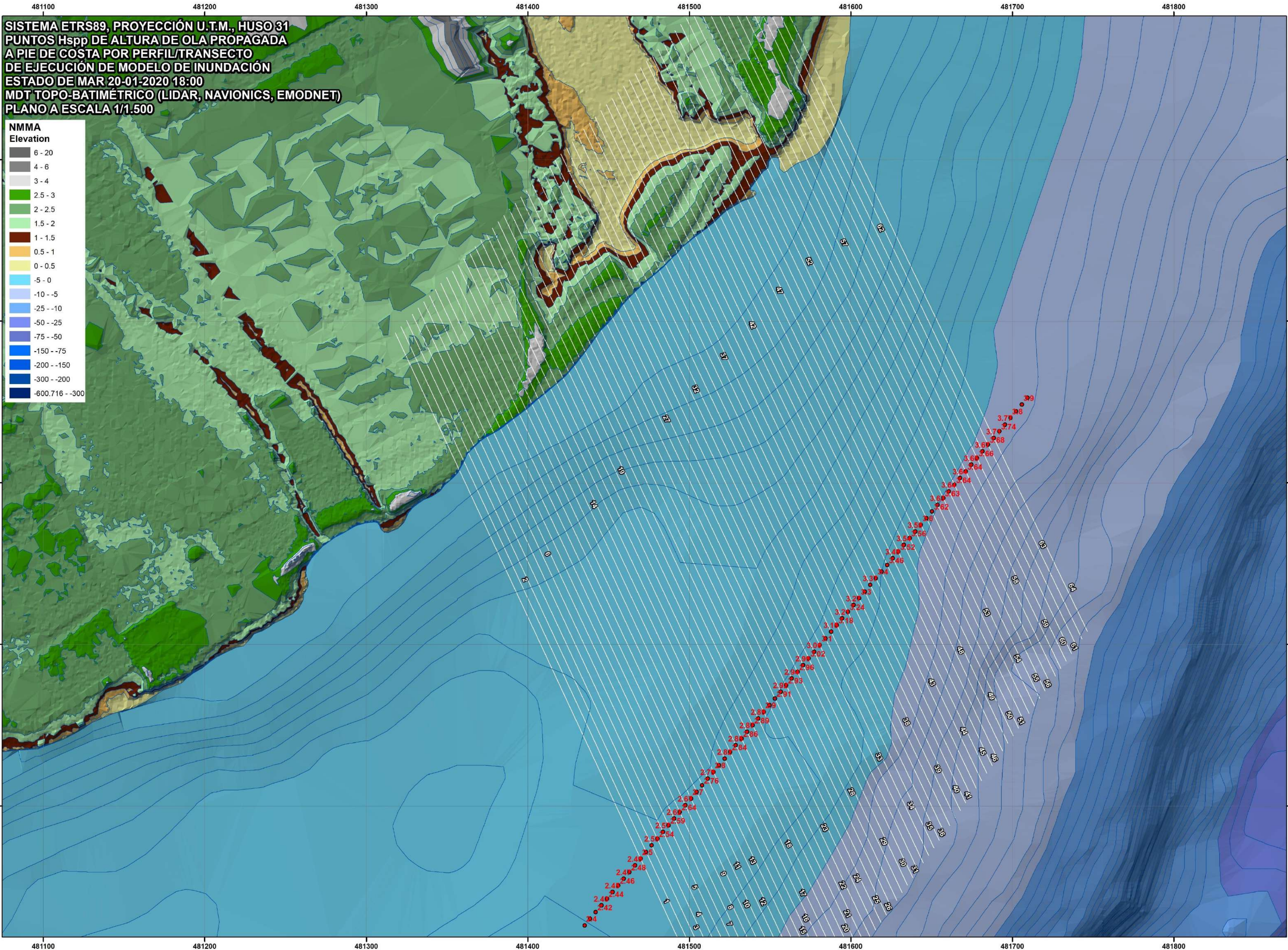
la aplicación seleccionará los nodos más próximos de la malla de propagación de detalle sobre la franja batimétrica previa a la línea de rotura inicialmente estimada, con las mayores alturas de ola propagada frente a cada perfil antes de rotura, para tomar los valores de H_s propagados por el Oluca-SP espectral, que serán datos imput para la ejecución de los cálculos de run-up.

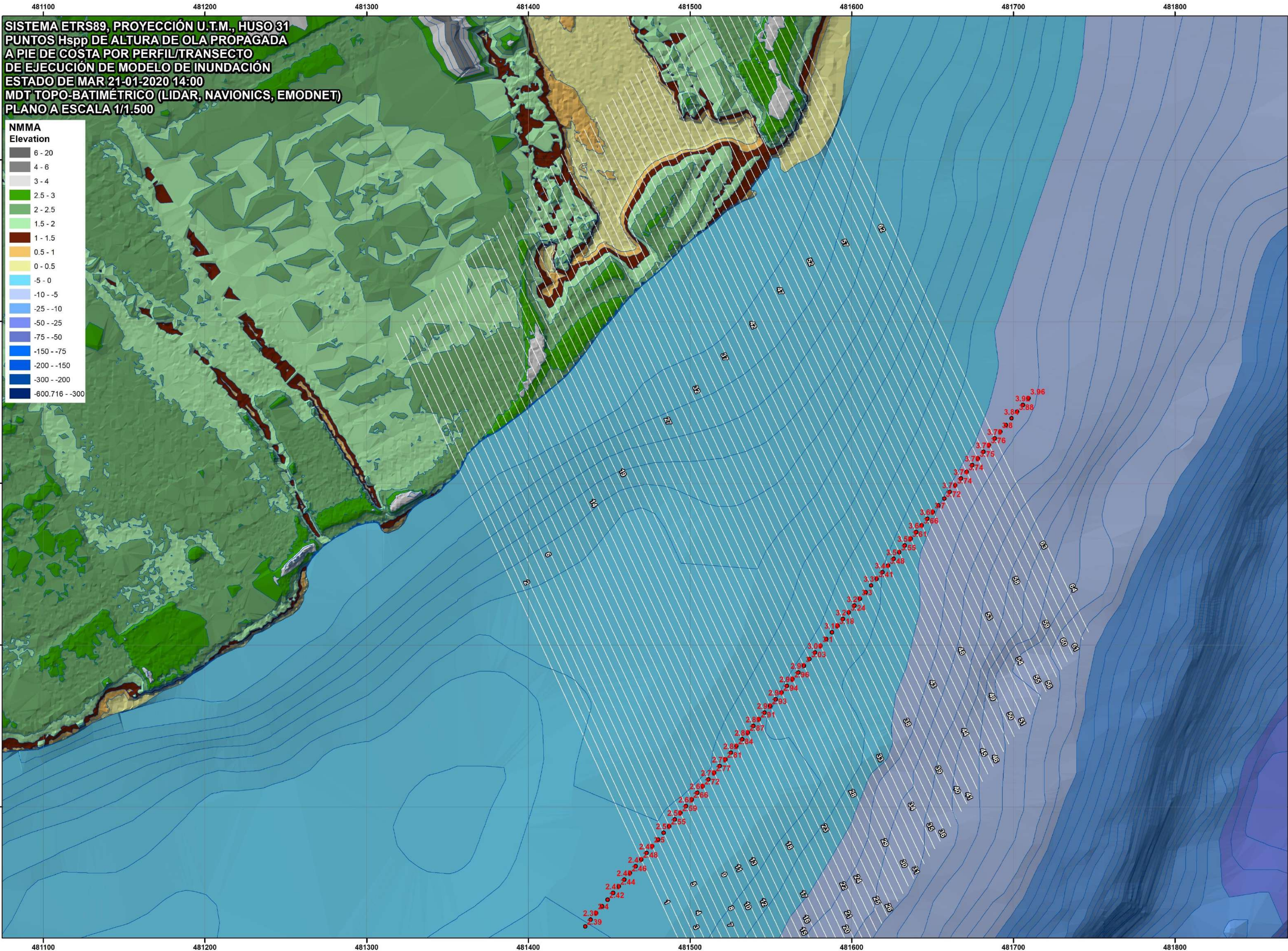
3. Ejecución de los cálculos de run-up sobre cada uno de los 64 perfiles-transectos para cada uno de los 2 temporales.
4. Adición del nivel mareal sincronizado correspondiente al horario de cada estado de mar, al resultado de run-up, obteniendo una cota de inundación en cada uno de los 64 perfiles para cada uno de los 2 temporales.

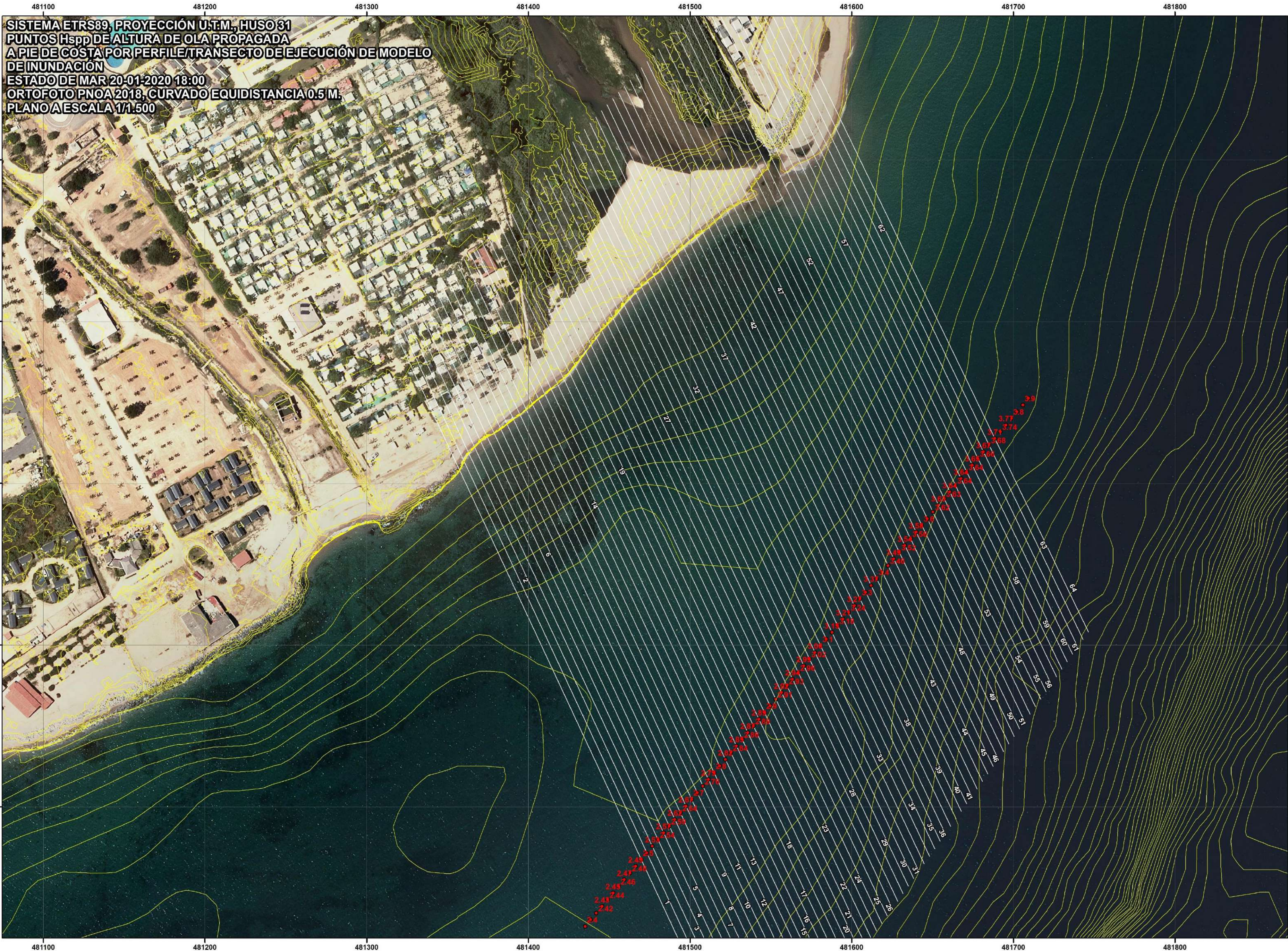


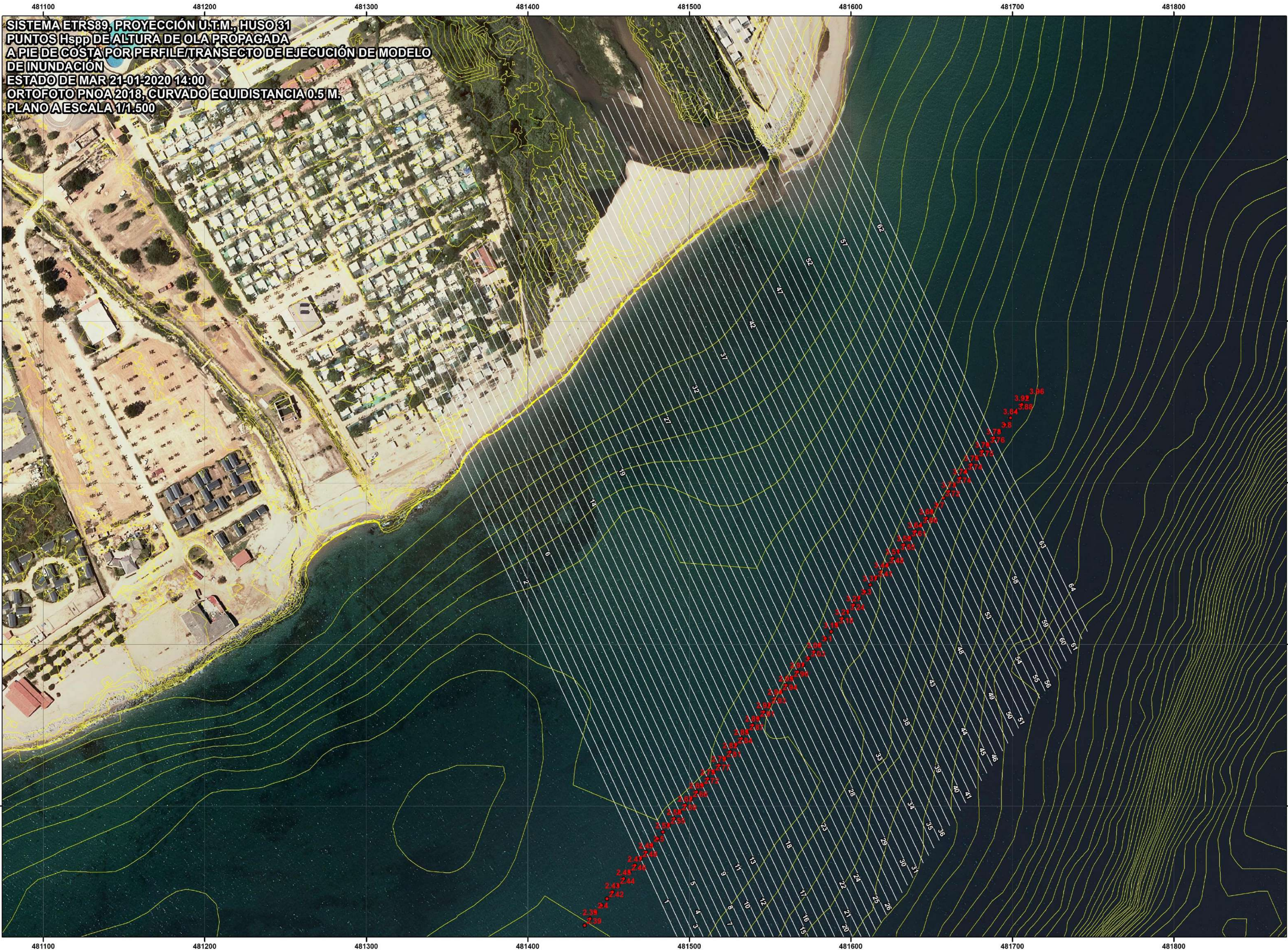
5. Cálculo de la intersección de la cota de inundación obtenida, sobre cada perfil con el MDT emergido, generando una cobertura de puntos con sus coordenadas de georreferenciación x, y, z=cota de inundación, en el sistema ETRS89, Huso 31 en cada uno de los 2 temporales, con aplicación gradual a lo largo del cauce de los factores de percolación y pendiente, para ponderar la pérdida de energía y por tanto disminución de la cota de inundación según la masa de agua introducida por el run-up y el incremento mareal a través de la apertura de la barra de desembocadura, penetran aguas arriba de dicho cauce.
6. Generación de la poligonal de inundación solución resultante de la unión de los puntos de máxima CI resultantes en el MDT sobre cada uno de los perfiles en cada uno de los estados de mar calculados, aplicando en las zonas más internas (aguas arriba) los coeficientes de percolación y pendiente.

Los siguientes planos a escala 1/1.500, recogen sobre MDT y ortofoto los puntos de la Hs propagada a pie de playa que se tomarán para los cálculos de run-up e inundación para cada perfil y para cada uno de los 2 estados de mar seleccionados, obtenidos por el modelo numérico de simulación Oluca-SP espectral.











Se adjuntan a continuación las tablas que recogen los cálculos y resultados de las cotas máximas de inundación (CI) obtenidas con la metodología descrita para cada uno de los 64 perfiles de cálculo, obtenidas como los máximos valores entre los 2 estados de mar seleccionados del período 1993-2022, es decir, el máximo valor por perfil de los 2 estados de mar seleccionados a partir del Punto Simar 2118140 de dicho período, con los parámetros iniciales, los propagados, otros parámetros adicionales de cálculo y de morfología de la playa, así como los resultados de la aplicación del modelo de inundación, tanto con los valores máximos de inundación absolutos por perfil/transecto de ejecución, como los resultantes finales de la aplicación de los factores de percolación y pendiente que han ponderado de forma gradual la disminución de las cotas de inundación en las zonas más internas de los perfiles/transectos de ejecución de los modelos, proporcionando las CI finales intersecadas sobre el terreno, que configuran los puntos solución y la consecuente línea de máximo alcance de inundación.



PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	H0 (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
1	2.503	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0173	0.1654	1.895	2.179	2.005
2	2.516	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0173	0.1652	1.900	2.184	1.993
3	2.529	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0170	0.1618	1.905	2.189	1.932
4	2.542	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0168	0.1592	1.910	2.194	1.940
5	2.567	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0170	0.1604	1.919	2.203	1.950
6	2.594	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0173	0.1629	1.929	2.213	1.897
7	2.619	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0173	0.1620	1.938	2.222	1.970
8	2.640	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0174	0.1622	1.946	2.230	1.870
9	2.667	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0174	0.1613	1.956	2.240	1.913
10	2.701	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0177	0.1629	1.969	2.253	1.976
11	2.733	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0178	0.1625	1.980	2.264	1.990



PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	HO (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
12	2.764	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0174	0.1582	1.992	2.276	1.916
13	2.788	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0174	0.1576	2.000	2.284	1.853
14	2.799	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0179	0.1614	2.004	2.288	1.989
15	2.812	12.11	5.91	0.284	-3.50	2020/01/20/18	0.0183	0.1648	2.008	2.292	1.995
16	2.825	12.11	5.91	0.284	-3.57	2020/01/20/18	0.0185	0.1665	2.013	2.297	2.213
17	2.838	12.11	5.91	0.284	-3.66	2020/01/20/18	0.0190	0.1707	2.018	2.302	2.302
18	2.846	12.11	5.91	0.284	-3.71	2020/01/20/18	0.0188	0.1683	2.021	2.305	2.223
19	2.853	12.11	5.73	0.287	-3.77	2020/01/21/14	0.0190	0.1704	2.023	2.310	2.245
20	2.872	12.11	5.73	0.287	-3.81	2020/01/21/14	0.0186	0.1656	2.030	2.317	2.244
21	2.895	12.11	5.73	0.287	-3.85	2020/01/21/14	0.0181	0.1609	2.038	2.325	2.325
22	2.909	12.11	5.73	0.287	-3.90	2020/01/21/14	0.0178	0.1575	2.043	2.330	2.230
23	2.922	12.11	5.73	0.287	-3.93	2020/01/21/14	0.0173	0.1529	2.047	2.334	2.143



PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	H0 (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
24	2.931	12.11	5.73	0.287	-3.96	2020/01/21/14	0.0175	0.1547	2.051	2.338	2.103
25	2.937	12.11	5.73	0.287	-3.99	2020/01/21/14	0.0174	0.1536	2.053	2.340	1.954
26	2.941	12.11	5.73	0.287	-4.00	2020/01/21/14	0.0174	0.1533	2.054	2.341	1.784
27	2.949	12.11	5.73	0.287	-4.00	2020/01/21/14	0.0179	0.1574	2.057	2.344	1.704
28	2.960	12.11	5.73	0.287	-4.05	2020/01/21/14	0.0176	0.1545	2.061	2.348	1.669
29	2.973	12.11	5.73	0.287	-4.06	2020/01/21/14	0.0176	0.1545	2.065	2.352	1.611
30	2.998	12.11	5.73	0.287	-4.08	2020/01/21/14	0.0174	0.1520	2.074	2.361	1.438
31	3.030	12.11	5.73	0.287	-4.09	2020/01/21/14	0.0152	0.1324	2.085	2.372	1.144
32	3.064	12.11	5.73	0.287	-4.11	2020/01/21/14	0.0147	0.1273	2.097	2.384	0.851
33	3.097	12.11	5.73	0.287	-4.12	2020/01/21/14	0.0149	0.1279	2.108	2.395	1.142
34	3.126	12.11	5.73	0.287	-4.13	2020/01/21/14	0.0157	0.1344	2.118	2.405	1.531
35	3.153	12.11	5.73	0.287	-4.13	2020/01/21/14	0.0163	0.1388	2.127	2.414	1.502


INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es

PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	H0 (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
36	3.178	12.11	5.73	0.287	-4.16	2020/01/21/14	0.0163	0.1383	2.135	2.422	1.490
37	3.209	12.11	5.73	0.287	-4.19	2020/01/21/14	0.0166	0.1403	2.146	2.433	1.501
38	3.240	12.11	5.73	0.287	-4.22	2020/01/21/14	0.0170	0.1430	2.156	2.443	1.412
39	3.270	12.11	5.73	0.287	-4.25	2020/01/21/14	0.0171	0.1428	2.166	2.453	1.460
40	3.301	12.11	5.73	0.287	-4.29	2020/01/21/14	0.0175	0.1457	2.176	2.463	1.412
41	3.333	12.11	5.73	0.287	-4.33	2020/01/21/14	0.0176	0.1457	2.187	2.474	1.488
42	3.371	12.11	5.73	0.287	-4.38	2020/01/21/14	0.0176	0.1448	2.199	2.486	1.265
43	3.406	12.11	5.73	0.287	-4.44	2020/01/21/14	0.0173	0.1415	2.211	2.498	1.548
44	3.442	12.11	5.73	0.287	-4.49	2020/01/21/14	0.0173	0.1413	2.222	2.509	1.530
45	3.477	12.11	5.73	0.287	-4.55	2020/01/21/14	0.0178	0.1441	2.234	2.521	1.490
46	3.513	12.11	5.73	0.287	-4.61	2020/01/21/14	0.0197	0.1594	2.245	2.532	1.937
47	3.547	12.11	5.73	0.287	-4.66	2020/01/21/14	0.0207	0.1659	2.256	2.543	1.698


INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es

PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	H0 (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
48	3.580	12.11	5.73	0.287	-4.71	2020/01/21/14	0.0213	0.1706	2.266	2.553	1.830
49	3.611	12.11	5.73	0.287	-4.75	2020/01/21/14	0.0217	0.1723	2.276	2.563	1.910
50	3.640	12.11	5.73	0.287	-4.80	2020/01/21/14	0.0222	0.1761	2.285	2.572	1.923
51	3.660	12.11	5.73	0.287	-4.84	2020/01/21/14	0.0224	0.1773	2.292	2.579	1.792
52	3.679	12.11	5.73	0.287	-4.89	2020/01/21/14	0.0225	0.1778	2.298	2.585	1.896
53	3.697	12.11	5.73	0.287	-4.94	2020/01/21/14	0.0231	0.1816	2.303	2.590	1.900
54	3.712	12.11	5.73	0.287	-4.99	2020/01/21/14	0.0234	0.1838	2.308	2.595	2.178
55	3.724	12.11	5.73	0.287	-5.02	2020/01/21/14	0.0244	0.1916	2.312	2.599	2.059
56	3.734	12.11	5.73	0.287	-5.05	2020/01/21/14	0.0251	0.1963	2.315	2.602	2.010
57	3.740	12.11	5.73	0.287	-5.08	2020/01/21/14	0.0254	0.1984	2.316	2.603	2.043
58	3.741	12.11	5.73	0.287	-5.10	2020/01/21/14	0.0258	0.2017	2.317	2.604	2.060
59	3.743	12.11	5.73	0.287	-5.13	2020/01/21/14	0.0260	0.2031	2.317	2.604	1.950



PERFIL Nº	Hspp Altura de ola propagada a pie de playa (m.)	Tp (seg.)	H0 (indef. m.)	Marea (m. NMMA)	Z_Hspp (prof. m.)	Fecha/Hora Estado de mar de max. CI por transecto	Pendiente playa (min. cuadrados)	Nº Iribarren por transecto	Run-Up R0u2% máx. sin factores (m.)	CI Máximas por transecto (m. NMMA)	CI finales intersecadas MDT con aplicación de factores al modelo $\gamma_b \cdot \gamma_w$ pendiente x percolación (m. NMMA)
60	3.750	12.11	5.73	0.287	-5.16	2020/01/21/14	0.0260	0.2029	2.319	2.606	1.995
61	3.755	12.11	5.73	0.287	-5.17	2020/01/21/14	0.0260	0.2028	2.321	2.608	2.098
62	3.758	12.11	5.73	0.287	-5.19	2020/01/21/14	0.0260	0.2025	2.322	2.609	2.024
63	3.763	12.11	5.73	0.287	-5.22	2020/01/21/14	0.0259	0.2022	2.324	2.611	1.911
64	3.780	12.11	5.73	0.287	-5.26	2020/01/21/14	0.0258	0.2005	2.329	2.616	2.191



En consecuencia, el resultado final de la línea de inundación en el tramo de costa de unos 300 metros situado en la desembocadura del río Tordera, entre los T.T.M.M. de Malgrat de Mar (Barcelona) y Blanes (Girona), ha sido obtenido con la base metodológica y teórica desarrollada anteriormente, con las formulaciones descritas, así como con los paquetes y herramientas informáticas de SMC versión 2.5 desarrolladas por el GIOC de la Universidad de Cantabria y el anterior Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente para la simulación de la propagación del oleaje mediante modelos numéricos computacionales (MOPLA, Oluca-SP espectral), en combinación con una aplicación informática que opera en plataforma GIS sobre el MDT topobatómico, aplicando los modelos descritos (run-up + incremento mareal con factores de corrección en las posiciones más internas de los perfiles/transectos de ejecución) y proporcionando la línea de inundación solución, como la que une las máximas cotas de inundación obtenidas para cada uno de los 64 perfiles/transectos de ejecución del modelo de inundación.

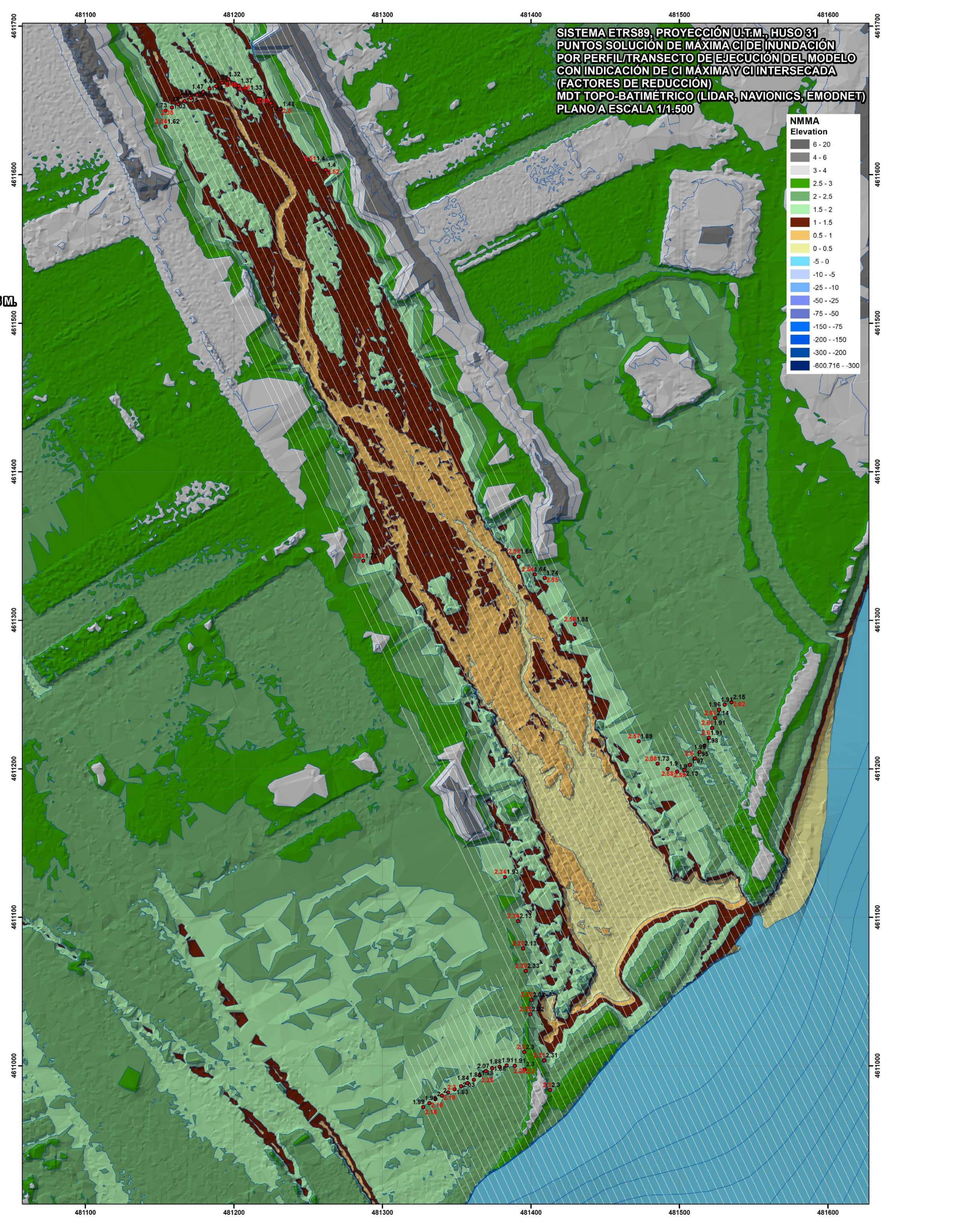


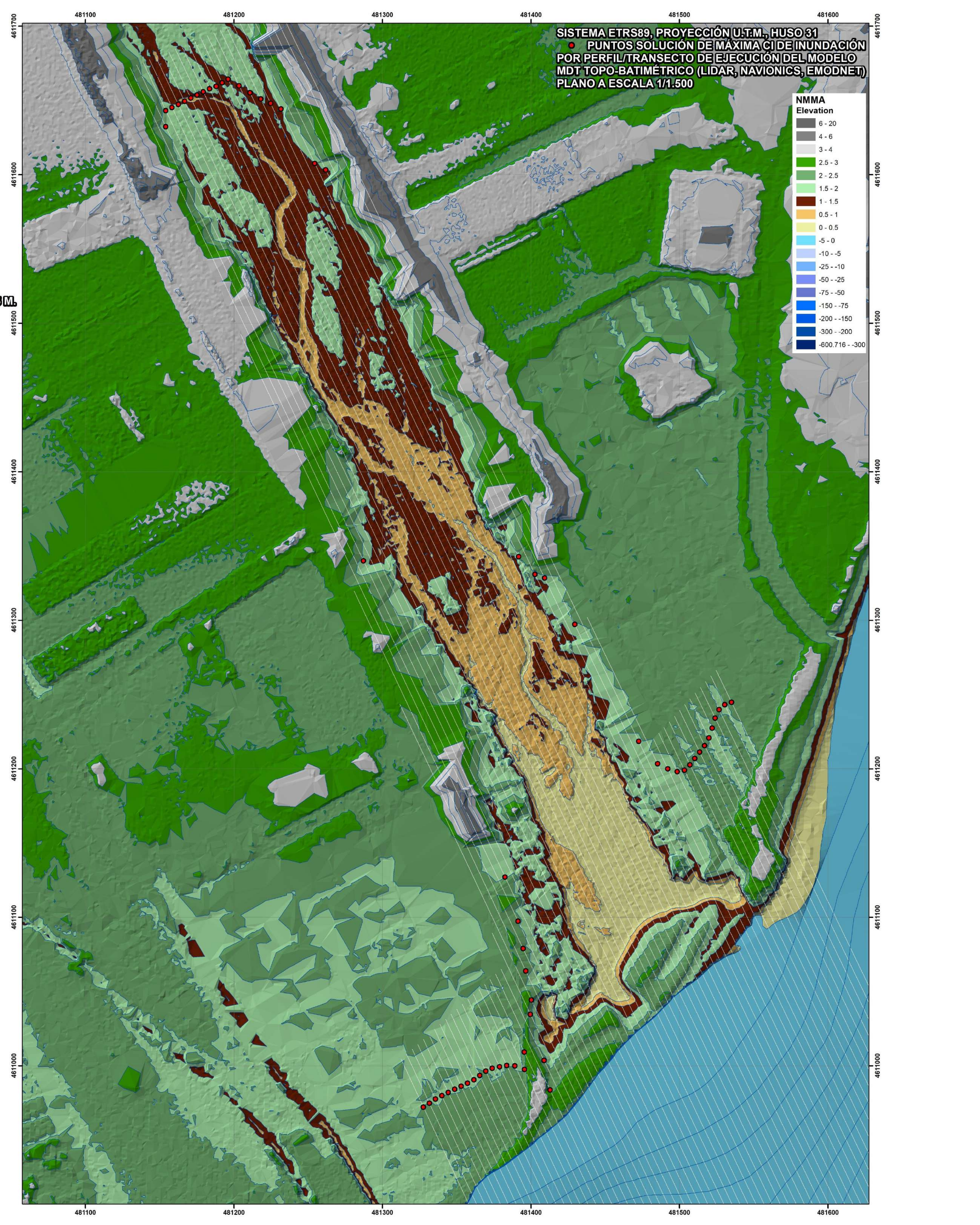
5. PLANOS DE LOS RESULTADOS

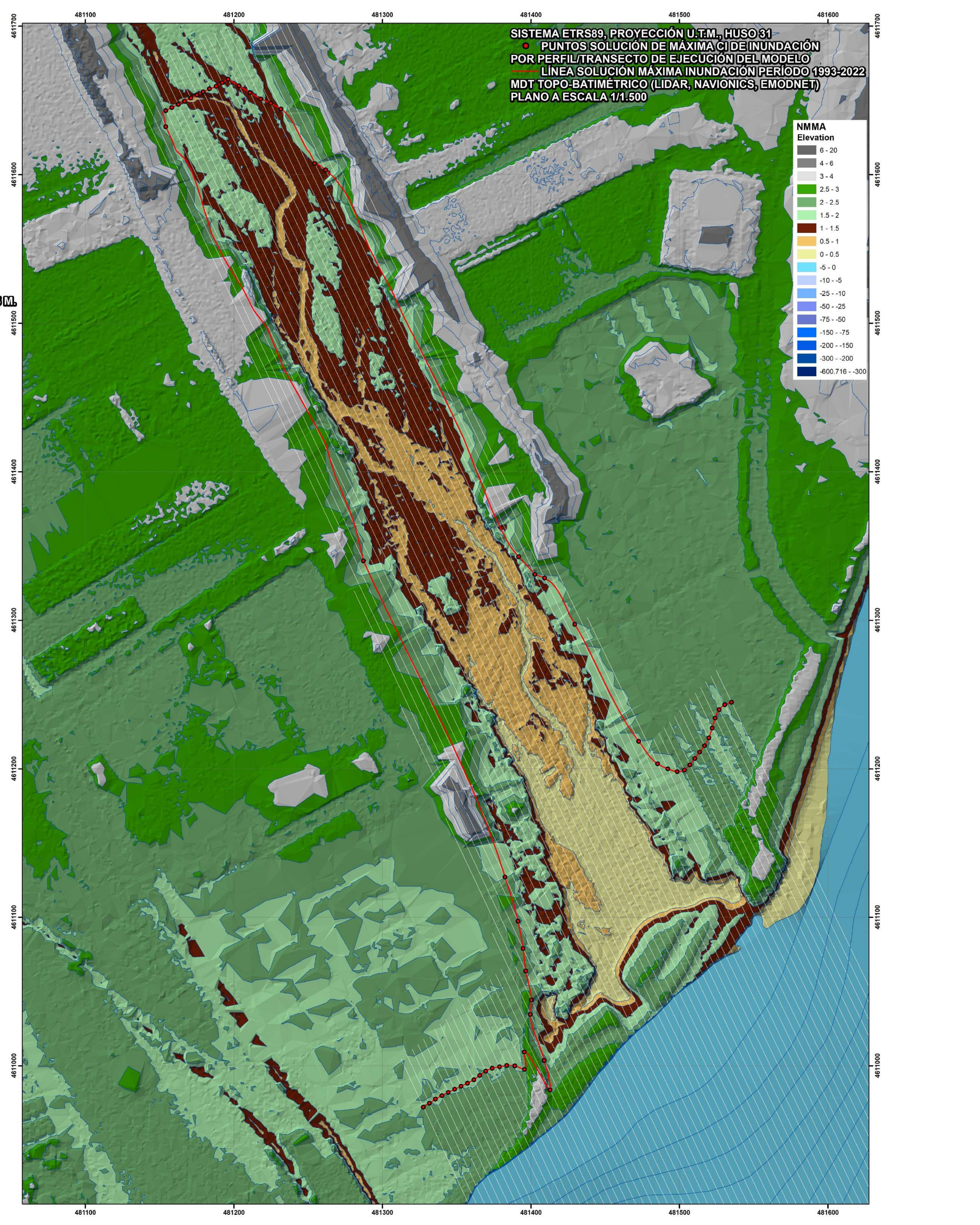
En los siguientes planos se adjuntan los resultados finales de las cotas de inundación por perfiles/transecto de ejecución de los modelos de inundación descritos, en planos a escala 1/3.500, en coordenadas del sistema ETRS89, elipsoide GRS80, Proyección U.T.M., Huso 31, referencia altimétrica al N.M.M.A., reflejándose las posiciones los puntos y las cotas de inundación calculadas con sus respectivos perfiles de ejecución, obtenidas como los máximos valores de inundación del período histórico analizado comprendido entre los años 1993-2022 sobre cada uno de los 64 perfiles-transectos finales sobre MDT que han definido la línea de inundación obtenida.

Dichos resultados se adjuntan sobre el MDT topo-batimétrico, con topografía emergida de alta resolución obtenida del levantamiento topográfico con técnicas LIDAR (fuente I.G.N.) de la zona de estudio, efectuado en los años 2016-2017, que recoge la morfología de la playa y desembocadura en el momento del suceso del temporal, así como sobre la ortofoto que se corresponde con dicha época anterior a la formación deltaica actual (PNOA IGN 2018).

SISTEMA ETRS89, PROYECCIÓN U.T.M., HUSO 31
PUNTOS SOLUCIÓN DE MÁXIMA CI DE INUNDACIÓN
POR PERFIL/TRANSECTO DE EJECUCIÓN DEL MODELO
CON INDICACIÓN DE CI MÁXIMA Y CI INTERSECADA
(FACTORES DE REDUCCIÓN)
MDT TOPO-BATIMÉTRICO (LIDAR, NAVIONICS, EMODNET)
PLANO A ESCALA 1/1.500









SISTEMA ETRS89, PROYECCIÓN U.T.M., HUSO 31
— LINEA SOLUCIÓN MÁXIMA INUNDACIÓN PERÍODO 1993-2022
ORTOFOTO PNOA IGN 2018
PLANO A ESCALA 1/1.500





INGENIERIA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)

C/ Cañadilla 6, local 68, C. Comercial Coronado, Las Rozas de Madrid 28231, Madrid

Pza. de la Montañeta 4, entresuelo, 03001 Alicante

Tfno.: 918961731; Fax: 918903410; e-mail: idyma@idyma.es

MADRID, MAYO DE 2023, LA EMPRESA CONSULTORA



INGENIERÍA DIGITAL Y MEDIO AMBIENTE S.L. (IDYMA)