



UNIVERSIDAD DE JAÉN
Escuela Politécnica Superior (Jaén)

Trabajo Fin de Máster

**DETERMINACIÓN DEL TIEMPO
DE ROTURA DE EMBALSES
NATURALES MEDIANTE LA
SIMULACIÓN NUMÉRICA
BIDIMENSIONAL DEL PROCESO
DRENAJE-BRECHA-
INUNDACIÓN: APLICACIÓN AL
LAGO KURAY-CHUJA (SIBERIA)**

Alumno/a: Jiménez Ruiz, Pedro Jesús

Tutor/a: Prof. D. Patricio Bohórquez Rodríguez de
Medina

Dpto.: Ingeniería Mecánica y Minera

Julio, 2019



Universidad de Jaén
Escuela Politécnica Superior de Jaén
Departamento de Ingeniería Mecánica y Minera

Don PATRICIO BOHÓRQUEZ RODRÍGUEZ DE MEDINA, tutor del Trabajo Fin de Master titulado: DETERMINACIÓN DEL TIEMPO DE ROTURA DE EMBALSES NATURALES MEDIANTE LA SIMULACIÓN NUMÉRICA BIDIMENSIONAL DEL PROCESO DRENAJE-BRECHA-INUNDACIÓN: APLICACIÓN AL LAGO KURAY-CHUJA (SIBERIA), que presenta PEDRO JESÚS JIMÉNEZ RUIZ, autoriza su presentación para defensa y evaluación en la Escuela Politécnica Superior de Jaén.

Jaén, Julio de 2019

El alumno:

PEDRO JESÚS JIMÉNEZ RUIZ

Los tutores:

PATRICIO BOHÓRQUEZ
RODRÍGUEZ DE MEDINA

Índice

1	INTRODUCCIÓN	7
1.1	MOTIVACIÓN	7
1.2	OBJETIVOS Y TAREAS	9
1.3	METODOLOGÍA.....	11
1.4	APLICACIONES INGENIERILES	12
1.4.1	<i>Presa de Malpasset.....</i>	<i>12</i>
1.4.2	<i>Presas de relaves.....</i>	<i>14</i>
1.4.2.1	Desastre de Aznalcóllar	14
1.4.2.2	Colapso de 3 represas mineras en Minas Gerais (Brasil).....	15
1.4.3	<i>Colapso de la presa de San Francisco (EEUU)</i>	<i>15</i>
2	ESTADO DEL ARTE DE LOS NIVELES MÁXIMOS DE INUNDACIÓN Y EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS EN LAS MONTAÑAS DE ALTAI (SIBERIA).....	18
2.1	NIVELES MÁXIMOS: BARRAS LATERALES Y DEPÓSITOS DE REMANSO.....	20
2.2	FORMAS DE LECHO	22
2.2.1	<i>Dunas en la cuenca de Kuray</i>	<i>22</i>
2.2.1.1	Campo de dunas de Aktru	23
2.2.1.2	Campo de dunas de Kuray	25
2.2.1.3	Campo de dunas de Kara Kol	28
2.2.1.4	Campo de dunas de Baratal	29
2.2.2	<i>Dunas en la cuenca de Chuja</i>	<i>29</i>
2.2.2.1	Campo de dunas de Kam-Sugi	30
2.2.2.2	Campo de dunas-antidunas de Chagan-Uzun	31
2.3	EXTENSIÓN Y MECANISMO DE ROTURA DE LA PRESA GLACIAR.	32
3	DESCRIPCIÓN DEL PROCESO SEGUIDO EN LAS SIMULACIONES.....	37
3.1	METODOLOGÍA.....	37
3.2	SOFTWARE, MODELO DE ECUACIONES Y CONDICIONES INICIALES.	39
3.3	DIRECTORIOS DEL SOFTWARE DASSFLOW	41
3.4	GENERACIÓN DE LA MALLA, DOMINIO COMPUTACIONAL Y CONDICIONES DE CONTORNO.	42
		48
3.5	CONFIGURACIÓN DE LA SIMULACIÓN.....	48
3.5.1	<i>Archivo input.txt</i>	<i>48</i>
3.5.2	<i>Archivo bc.txt</i>	<i>50</i>
3.5.3	<i>Archivo obs.f90</i>	<i>50</i>
3.5.4	<i>Archivo m_user_data.f90.....</i>	<i>51</i>
3.5.5	<i>Adaptación del código fuente para simulación de la evolución temporal del descenso de la presa de hielo.</i>	<i>52</i>
3.5.5.1	Rotura total de la presa de hielo.	53
3.5.5.2	Rotura parcial de la presa de hielo.	54
4	RESULTADOS	56
4.1	RANGO DE LA TASA DE INCISIÓN (E) ÓPTIMA.	56
4.2	DINÁMICA DE LA MEGA-INUNDACIÓN EN LOS VALLES KURAY Y CHUJA.	58
4.3	PROCESO DE DRENAJE DE LOS LAGOS CHUJA-KURAY	65
4.4	FORMACIÓN DE LOS CAMPOS DE DUNAS DE GRAVA EN LAS CUENCAS DE KURAY-CHUJA.....	70
4.4.1	<i>Campo de dunas de Baratal.....</i>	<i>74</i>
4.4.2	<i>Campo de dunas de Aktru.....</i>	<i>74</i>
4.4.3	<i>Campo de dunas de Kuray.....</i>	<i>75</i>
4.4.4	<i>Campo de dunas Chagan-Uzun.....</i>	<i>76</i>
4.4.5	<i>Campo de dunas Kam-Sugi</i>	<i>77</i>

4.5	SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS ENTRE LOS ESCENARIOS I (BRECHA COMPLETA) Y II (BRECHA PARCIAL).....	79
5	CONCLUSIONES	85
6	BIBLIOGRAFÍA	88
6.1	REFERENCIAS WEB	90
7	ANEXOS.....	92

Índice de figuras

<i>Figura 1-1. Mapa de localización de las principales evidencias geológicas formadas por la mega-inundación de Altai. KL: Lago Kuray; CL: Lago Chuja; UL: Lago Uimon; CV: Valle Chuja; LKV: Valle Katun bajo; UKV: Valle Katun alto. Referencias geográficas norte y este en grados. Fuente: Elaboración propia.....</i>	<i>8</i>
<i>Figura 1-2. Superficie y su volumen de agua en los lagos Kuray y Chuja. Fuente: Herrera, (2012).....</i>	<i>9</i>
<i>Figura 1-3. Modelo digital de elevaciones (SRTM) con los principales accidentes geográficos y referencias de interés. El área sombreada completamente en negro representa la máxima extensión alcanzada por el agua durante el proceso de drenaje de las cuencas Kuray-Chuja. Fuente: Elaboración propia.....</i>	<i>9</i>
<i>Figura 1-4. Diagrama unidimensional de la elevación máxima que alcanzaba el agua en el instante inicial, posición y extensión de la presa de hielo, batimetría del terreno y posición y altitud alcanzada por las evidencias sedimentológicas aguas abajo de la presa. Los depósitos de remanso son los cuadros verdes. En azul se muestran las evidencias del valle de Chuja y aguas arriba del valle de Katun. Aguas abajo de la confluencia las formaciones sedimentológicas son representadas en celeste. Fuente: Elaboración propia.....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 1-5. Metodología seguida en el presente estudio. Fuente: Elaboración propia.</i>	<i>12</i>
<i>Figura 1-6. Antes y después del colapso de la presa de Malpasset (Francia). Fuente: http://ecolo.org/documents/documents_in_french/malpasset/malpasset.htm</i>	<i>13</i>
<i>Figura 1-7. Brecha en la presa de residuos mineros en el desastre de Aznalcóllar (Andalucía). Fuente: https://elpais.com/elpais/2018/04/20/album/1524211696_728584.html#foto_gal_12</i>	<i>14</i>
<i>Figura 1-8. Inundación provocada por la rotura de las presas mineras en Minas Gerais (Brasil). Fuente: https://elpais.com/elpais/2019/01/25/album/1548447082_456992.html.....</i>	<i>15</i>
<i>Figura 1-9. Colapso de la presa de San Francisco (EEUU). Figura 1-9a antes del colapso y Figura 1-9b después del colapso Fuente: https://momentosdelpasado.blogspot.com/2017/02/el-desastre-de-la-presa-st-francis.html</i>	<i>16</i>
<i>Figura 2-1. Principales localizaciones y formaciones sedimentológicas en las cuencas de Kuray y Chuja. Fuente: Bohórquez et al. (2016).</i>	<i>19</i>
<i>Figura 2-2 Mapa paleo-hidrológico en la cuenca de Kuray interpretado a través de los campos de formas de lechos presentes en dicha cuenca. leyenda: 1-Dirección del flujo; 2-Probables direcciones del flujo; 3-Campos de dunas; 4-Aliviaderos; 5-Morrenas; 6-Límites de altura alcanzada por el agua; 7-Glaciares actuales. Fuente: Rudoy (2002).....</i>	<i>20</i>
<i>Figura 2-3. Localización barras laterales gigantes a lo largo de los valles Chuja y Katun. Fuente: Herget (2005).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 2-4. Superficie de una barra con depósitos de remanso superpuestos en el final del valle Chuja. Fuente: Adaptada de Herget (2005).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 2-5. Localización de los campos de dunas en la cuenca de Kuray. Fuente: Imagen Google Earth.</i>	<i>23</i>
<i>Figura 2-6. Campo de dunas de Aktru. Fuente: Imagen Google Earth.</i>	<i>24</i>
<i>Figura 2-7. Fotografía a pie de campo de las dunas de Aktru (2-5a). Vista aérea de las dunas de Aktru (2-5b). Fuente: Herget (2005).....</i>	<i>25</i>

Figura 2-8. Imagen aérea del campo de dunas de Kuray. Fuente: Imagen Google Earth.	26
Figura 2-9. Fotografía a pie de campo del tren de dunas de Kuray. Fuente: Herget (2005).	26
Figura 2-10. Sección transversal más representativa de las dunas de Kuray. Altura, longitud y ratio (L/H) de dichas dunas. Fuente: Herget (2005).	27
Figura 2-11. Sección longitudinal de la duna más representativa del campo de Kuray. Fuente: Herget (2005).	27
Figura 2-12. Fotografía de la duna más alta. Comparación con coche. Fuente: Herget (2005).	28
Figura 2-13. Imagen aérea del tren de dunas en Kara Kol. Fuente: Imagen Google Earth.	28
Figura 2-14. Imagen aérea del campo de dunas de Baratal. Fuente: Imagen Google Earth.	29
Figura 2-15. Fotografía aérea de los campos de dunas de grava en la cuenca de Chuja. Fuente: Imagen Google Earth.	30
Figura 2-16. Imagen aérea del campo de dunas de Kam-Sugi. Fuente: Imagen Google Earth.	31
Figura 2-17. Fotografía desde el suelo de las dunas de Kam-Sugi. Fuente: Herget (2005).	31
Figura 2-18. Formaciones geológicas en Chagan-Uzun. Fuente: Imagen Google Earth.	32
Figura 2-19. Probable configuración de los glaciares existentes en el Pleistoceno superior que formaron la presa de hielo sobre el valle Chuja, bloqueando el paso de agua. Fuente: Herget (2005)	33
Figura 2-20. Extensión de la presa de hielo, valles glaciares y morrenas presentes en la zona de estudio. Fuente: Basada en Blomdin et al., 2016.	35
Figura 3-1. Esquema de las variables de las ecuaciones de Saint-Venant. Fuente: Couderc et al. (2013).	40
Figura 3-3. Estructura de la malla generada por Iber. Fuente: Elaboración propia.	44
Figura 3-2. Dominio computacional y tamaño de las celdas. 1-Área roja: 150 m; 2-Área naranja: 50 m; 3-Área marrón: 100 m; 4-Área negra: 75 m; 5-Área azul: 100 m; Área celeste: 150 m. Fuente: Elaboración propia.	44
Figura 3-4. Ampliación de la malla generada en la cuenca de Chuja (Coordenadas UTM 45N). Fuente: Elaboración propia.	45
Figura 3-5. Inicio del archivo de malla. Listado de nodos. Fuente: Elaboración propia.	46
Figura 3-6. Listado de celdas. Fuente: Elaboración propia.	47
Figura 3-7. Listado condiciones de contorno. Fuente: Elaboración propia.	47
Figura 3-8. Lista de celdas modificada. 2 variables booleanas. Fuente: Elaboración propia.	48
Figura 3-9. Configuración inicial de las simulaciones. Fuente: Elaboración propia.	52
Figura 3-10. Línea de código para la inicialización de la topografía del bloque de hielo presente en la mega-inundación. Fuente: Elaboración propia.	53
Figura 3-11. Línea para la modificación de la elevación de la presa de hielo con el paso del tiempo. Fuente: Elaboración propia.	53
Figura 3-12. Modificación del código para rotura parcial de la presa de hielo. Fuente: Elaboración propia.	54
Figura 4-1. En la figura4-1a se observa la elevación máxima aguas abajo de la presa de hielo en el escenario I para valores en la tasa de incisión comprendidos entre 1 y 100 dam h^{-1} . Los recuadros rojos marcan las cotas de agua alcanzadas por los depósitos de remanso, para inferir la tasa de incisión óptima de $E = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$. La línea sólida muestra la elevación máxima para la solución óptima. La figura 4-1b muestra los valores óptimos de la tasa de incisión sobre la presa de hielo que minimizan el error en los tres escenarios diferentes. Fuente: Elaboración propia.	57
Figura 4-2. Instantáneas de los mapas del calado en diferentes instantes de tiempo para el escenario I (valor óptimo de $E = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$) : (a) 0, (b) 5, (c) 10, (d) 20, (e) 40 y (f) 60 h. Coordenadas en grados. Fuente: Elaboración propia.	58
Figura 4-3. Sección longitudinal unidimensional de la cota de agua en diferentes instantes de tiempo para el escenario I: (4-3a) 0.75, 5 y 10.5 h; (4-3b) 18, 22, 26 y 33 h, la batimetría (línea roja) presente en la zona y las evidencias sedimentológicas (en rojo los 3 depósitos de remanso más representativos). El recuadro dentro de las figuras representa la zona de Katun situada aguas abajo a partir de la confluencia. Fuente: Elaboración propia.	61

Figura 4-4. Caudal simulado en varias de las secciones más representativas en la inundación para el escenario I. Fuente: Elaboración propia.....	61
Figura 4-5. La línea negra solida muestra el volumen drenado en los lagos Kuray-Chuja con respecto al inicial en porcentaje. Las líneas discontinua y punteada son la contribución de los lagos Chuja y Kuray, respectivamente. La línea naranja refleja la porción de volumen acumulado en el lago Uimon durante la inundación. Fuente: Elaboración propia.....	62
Figura 4-6. (a) Máxima elevación de la cota de agua a partir de la presa de hielo para el escenario I con una tasa de incisión constante de 2.8 dam h^{-1} . (b) Curva de gasto a la entrada y a la salida del valle confinado de Chuja, mostrando los efectos del fenómeno de aguas atrás provocado por el lago Uimon. Fuente: Elaboración propia.....	64
Figura 4-7. (a) Profundidades máximas en los lagos de Kuray (línea continua), Chuja (línea discontinua) y Uimon (línea discontinua punteada). (b) Velocidades máximas en los lagos de Kuray (línea continua), Chuja (línea discontinua) y Uimon (línea discontinua punteada) y en la sección aguas abajo de la presa (línea punteada). Fuente: Elaboración propia.....	66
Figura 4-8. Instantáneas de las líneas de corriente y contornos de velocidad (m s^{-1}) en el lago Kuray en diferentes instantes de tiempo tras el comienzo de la inundación (6, 17.5, 21.5, 31 h) para el valor óptimo de la tasa de incisión sobre el bloque de hielo con brecha completa (escenario I). Norte y este en grados. Fuente: Elaboración propia.....	67
Figura 4-9. Mapas de los máximos valores producidos durante las 200 h simuladas de: (a) calado; (b) velocidad; (c) Shields y (d) número de Froude. Norte y este en grados. Fuente: Elaboración propia.....	69
Figura 4-10. (a) Calados y (b) velocidades en función del tiempo en los campos de dunas presentes en los lagos de Kuray-Chuja. Las 4 curvas de Kam-Sugi (en el recuadro derecho) corresponden con las 4 esquinas de la caja presente en la Figura 1-1a. Las localizaciones de Aktru, Baratal, Kuray y Chagan-Uzun también están marcadas en la Figura 1-1a. Fuente: Elaboración propia.....	71
Figura 4-11. (a) Rugosidad del grano adimensional relativa a la profundidad del flujo, (b) Parámetro adimensional del Shields y (c) Número de Froude en función del tiempo correspondiente con el calado y velocidad en las dunas de Kuray, Aktru, Baratal y Chagan-Uzun presentes en las cuencas de Kuray-Chuja. Las 4 curvas de Kam-Sugi (en el recuadro derecho) corresponden con las 4 esquinas de la caja presente en la Figura 1-1a. Fuente: Elaboración propia.....	72
Figura 4-12. Dirección del flujo en (a) Aktru, (b) Baratal, (c) Kuray, (d) Chagan-Uzun y (e) Kam-Sugi. Los valores de 0, 90, 180 y 270 corresponden con el Este, Norte, Oeste y Sur, respectivamente. Fuente: Elaboración propia.....	79
Figura 4-13. Comparación entre las soluciones óptimas entre el escenario I (líneas continuas) y el escenario II (líneas discontinuas) con $EII = 4.2 \text{ dam h}^{-1}$ y $EI = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$, respectivamente. (a) Máxima elevación, (b) caudales de descarga en las secciones descritas en la Figura 4-4. Fuente: Elaboración propia.....	80
Figura 4-14. Comparación del número de Shields en los campos de dunas de Kuray-Chuja para brecha de incisión total, escenario I (línea continua), y brecha parcial, escenario II (línea discontinua), con tasas de incisión de $EI = 2.8$ y $EII = 4.2 \text{ dam h}^{-1}$, respectivamente. Fuente: Elaboración propia.....	81
Figura 4-15. Comparación de la dirección del flujo en los campos de dunas en la cuenca de Kuray entre los escenarios I (línea continua) y II (línea discontinua). Fuente: Elaboración propia.....	83
Figura 4-16. Instantáneas de las líneas de corriente y contornos de velocidad (m s^{-1}) en el lago Kuray en diferentes instantes de tiempo tras el comienzo de la inundación (6, 17.5, 21.5, 31 h) para el valor óptimo de la tasa de incisión sobre el bloque de hielo con brecha parcial (escenario II). Norte y este en grados. Fuente: Elaboración propia.....	83

1	INTRODUCCIÓN	7
1.1	MOTIVACIÓN	7
1.2	OBJETIVOS Y TAREAS	9
1.3	METODOLOGÍA.....	11
1.4	APLICACIONES INGENIERILES	12
1.4.1	<i>Presa de Malpasset.....</i>	<i>12</i>
1.4.2	<i>Presas de relaves.....</i>	<i>14</i>
1.4.2.1	Desastre de Aznalcóllar	14
1.4.2.2	Colapso de 3 represas mineras en Minas Gerais (Brasil)	15
1.4.3	<i>Colapso de la presa de San Francisco (EEUU)</i>	<i>15</i>

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

Algunos de los ejemplos más relevantes de inundaciones a lo largo de la historia de la tierra han sido de presas naturales, formadas por glaciares, durante la última glaciación, acontecida en el Pleistoceno superior. Se ha estimado que las dos más colosales, y de similar magnitud, fueron las inundaciones de las montañas de Altai, situada en Siberia, y la del lago Missoula, situado en Norteamérica. Baker et al. (1993) estimó una descarga pico de caudal de aproximadamente 18 millones de metros cúbicos por segundo para ambas.

En el presente proyecto se llevará a cabo el estudio de la inundación acontecida en las montañas de Altai, Siberia [1]. Durante más de dos décadas el estudio de esta mega-inundación ha sido objeto y motivación de numerosos trabajos científicos de reconocido prestigio. Las evidencias sedimentarias presentes, provocadas a causa de la rotura de la presa de hielo y la posterior inundación, son sin lugar a dudas las de mayor magnitud formadas en nuestro planeta a causa de aguas superficiales. No solo es excepcional la forma y tamaño de las evidencias, también lo es la cantidad existente a lo largo de la zona que sufrió la inundación. La profundidad de agua que se alcanzó a través de los valles superó la impresionante cifra de 400 m. Además, el flujo alcanzó grandes velocidades, dando lugar a resaltos hidráulicos como veremos en el presente proyecto.

En la Figura 1-1 se puede observar en detalle la localización de la zona de estudio considerada, las áreas cubiertas por campos de dunas de grava (Carling, 1996b; Rudoy, 2002), barras laterales gigantes y depósitos de remanso (Baker et al., 1993; Carling et al., 2009), marcas de agua provocadas por los lagos glaciares de Kuray-Chuja (Carling et al., 2011) y otras evidencias sedimentológicas provocadas por la mega-inundación. Los detalles de estas formaciones pueden ser encontrados en documentos de Rudoy y Baker (1993), Carling et Al. (2002) y Herget (2005).

La inundación fue provocada por la rotura de la presa de hielo situada aguas abajo de la cuenca de Kuray, produciéndose el drenaje de las cuencas de Kuray-Chuja. El volumen de agua acumulada en ambos lagos, antes del colapso de la presa,

ha sido estimado por varios autores. En la Figura 1-2 se ofrece una comparación, de la extensión máxima que alcanzó el agua en las cuencas principales, así como el volumen máximo acumulado ofrecido por Herget (2005) y analizado por Herrera (2012) mediante el sistema de información geográfica (GIS) en su trabajo final de carrera. El lector se puede hacer una idea de la magnitud del problema observando la cantidad de agua drenada durante el proceso y la motivación que supone la determinación de la dinámica seguida por la inundación.

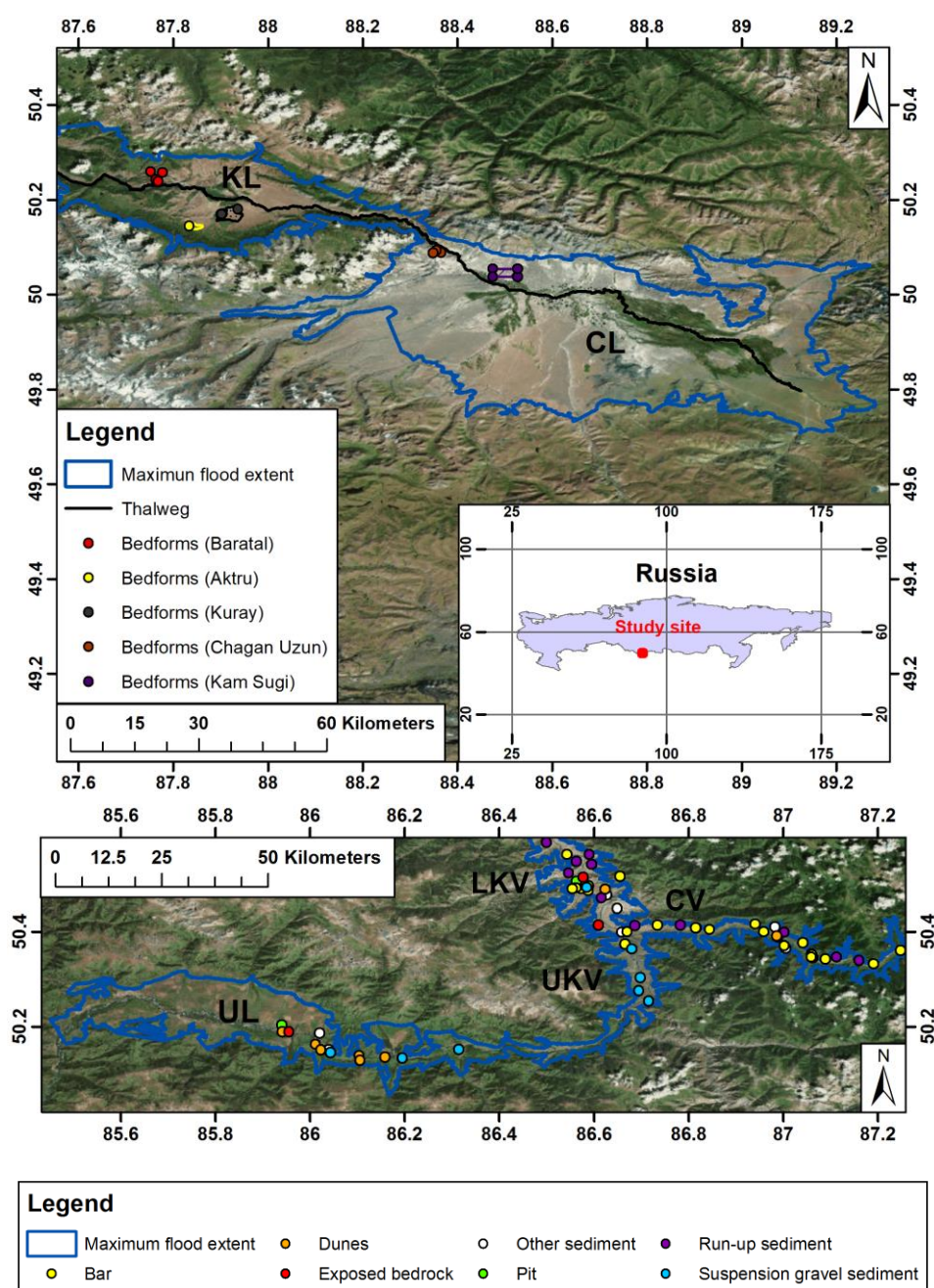


Figura 1-1. Mapa de localización de las principales evidencias geológicas formadas por la mega-inundación de Altai. KL: Lago Kuray; CL: Lago Chuja; UL: Lago Uimon; CV: Valle Chuja; LKV: Valle Katun bajo; UKV: Valle Katun alto. Referencias geográficas norte y este en grados. *Fuente: Elaboración propia.*

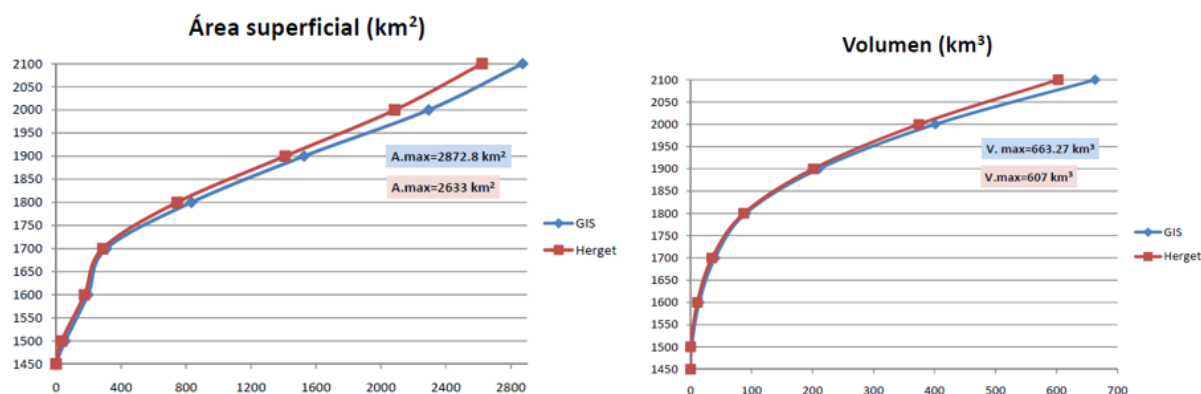


Figura 1-2. Superficie y su volumen de agua en los lagos Kuray y Chuja. Fuente: Herrera, (2012)

Uno de los factores más importantes para llevar a cabo el estudio de detalle presentado en este TFM es la reproducción, con una precisión adecuada, de la batimetría presente en la zona. En la Figura 1-3 se observa el modelo digital de elevaciones más preciso al que se puede tener acceso actualmente. Ha sido generado a través de la misión topográfica Shuttle RADAR (SRTM) [2], realizada por la NASA, y posee una resolución espacial de 1 arco-segundo. En dicha figura se presentan los principales accidentes geográficos en la zona de estudio y el área máxima que abarcó la inundación durante el proceso de drenaje (Baker et al., 1993; Herget, 2005; Carling *et al.*, 2010; Carling, 2013).

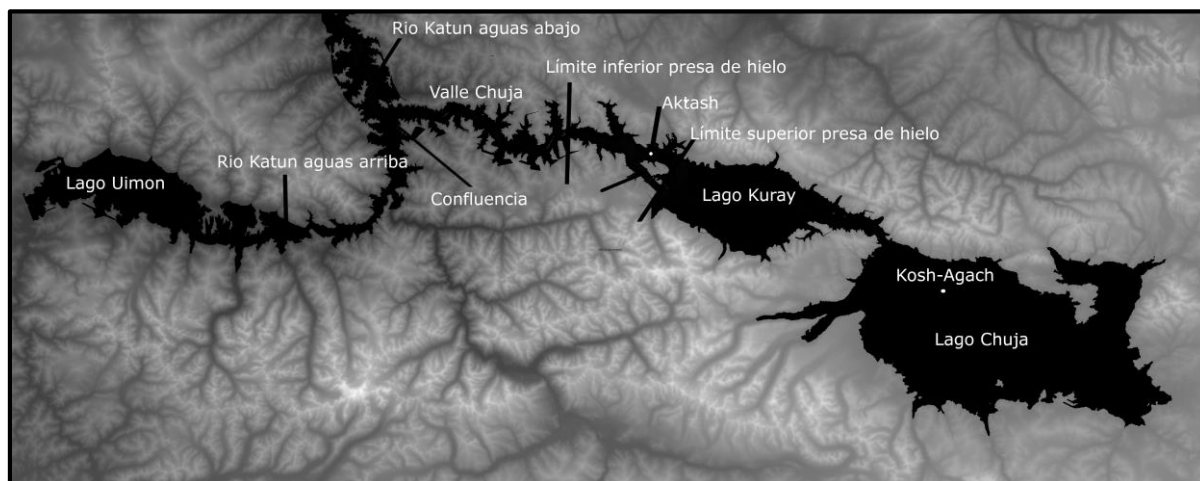


Figura 1-3. Modelo digital de elevaciones (SRTM) con los principales accidentes geográficos y referencias de interés. El área sombreada completamente en negro representa la máxima extensión alcanzada por el agua durante el proceso de drenaje de las cuencas Kuray-Chuja. Fuente: Elaboración propia.

1.2 Objetivos y tareas

Los principales objetivos del presente estudio son la determinación del rango de valores en la tasa de incisión (dam h^{-1}) que produjo la erosión y deshielo de la presa glaciaria, formada aguas abajo de la cuenca de Kuray, y el análisis dinámico de la

propagación de la inundación aguas debajo de los lagos de Kuray-Chuja, la cual dio lugar a las mega formaciones sedimentológicas presentes en ambas cuencas.

Hablar de tasa de incisión en el glaciar solo tiene sentido si se considera el mecanismo de rotura debido al desbordamiento del agua sobre la presa glaciar (Carling *et al.*, 2010). Este mecanismo consiste en que el nivel de agua presente en los lagos glaciares sobrepasa al de la presa de hielo y debido al contacto, la diferencia de temperaturas y la velocidad que el agua adquiere se produce una brecha en el hielo, la cual aumenta progresivamente con el paso del tiempo. En la Figura 1-4 se observa una gráfica unidimensional de la batimetría presente en la zona de estudio, la cota de agua inicial acumulada en los lagos de Kuray-Chuja y las dimensiones iniciales de la presa glaciar antes de su colapso, así como las alturas de las formaciones sedimentológicas que se desarrollaron tras la rotura de la presa glaciar. La altura que alcanzó el agua en los lagos se estima aproximadamente en 2100 m (Carling *et al.*, 2011), dato que se corrobora con las marcas de agua encontradas en las distintas expediciones realizadas a lo largo de los últimos 30 años. Se distingue claramente la zona perteneciente a los lagos (parte izquierda de la gráfica) y las zonas por la que el agua drenó durante la inundación (zona derecha de la gráfica). El glaciar situado en el valle tenía aproximadamente una longitud de unos 15 km y se encuentra sombreado de gris en la Figura 1-4. Los puntos cuadrados que se representan en la ilustración corresponden a las distintas evidencias sedimentológicas constatadas a lo largo de los valles Chuja y Katun y el lago Uimon presentes en la Figura 1-1. Las formaciones sedimentológicas que delimitan la altura máxima alcanzada por la inundación aguas abajo del glaciar son las barras, en particular los depósitos de remanso, situados en la superficie exterior de las grandes barras laterales.

Otro de los principales objetivos es la descripción de la dinámica seguida por la inundación, tanto en las cuencas Kuray-Chuja y Uimon, como en los valles de Katun y Chuja. Se constatará que la dinámica de la inundación provocada por el colapso progresivo de la presa formada por los glaciares dio lugar a los extensos campos de dunas presentes hoy en las cuencas de Kuray y Chuja. Bohórquez *et al.* (2016) realizó un estudio preliminar, pero con una rotura de la presa instantánea, dando lugar a una inundación mucho más severa que lo que las formaciones sedimentológicas presentes aguas abajo de las cuencas de Kuray-Chuja ratifican. La dinámica de la inundación

en el proceso de drenaje de los lagos no permitía explicar las formaciones presentes en las cuencas. En este estudio se constatará que la dinámica de la inundación provocada por una rotura progresiva de la presa permite la explicación de las formaciones sedimentológicas presentes.

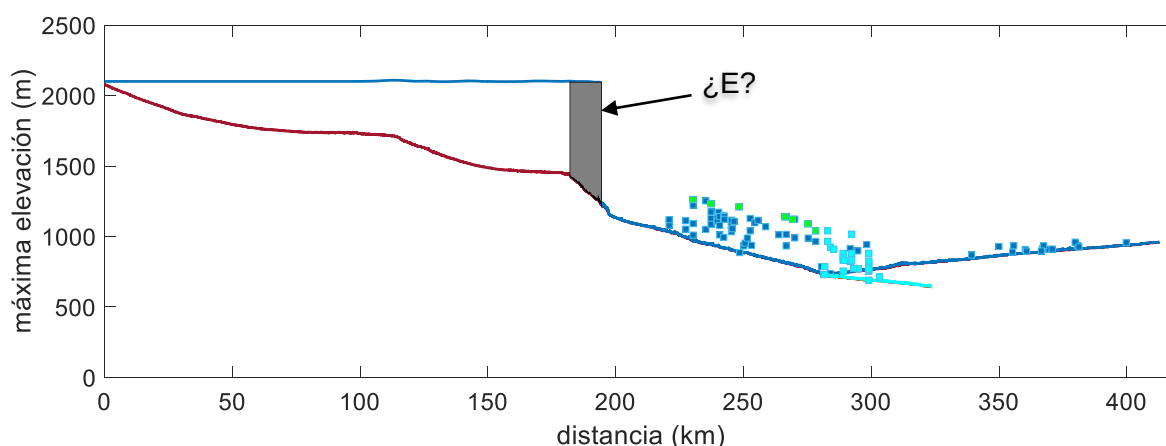


Figura 1-4. Diagrama unidimensional de la elevación máxima que alcanzaba el agua en el instante inicial, posición y extensión de la presa de hielo, batimetría del terreno y posición y altitud alcanzada por las evidencias sedimentológicas aguas abajo de la presa. Los depósitos de remanso son los cuadros verdes. En azul se muestran las evidencias del valle de Chuja y aguas arriba del valle de Katun. Aguas abajo de la confluencia las formaciones sedimentológicas son representadas en celeste. Fuente: *Elaboración propia*.

1.3 Metodología

El proceso seguido para la realización de este proyecto se sintetiza en el diagrama de bloques de la Figura 1-5. Se parte de la información proporcionada por la geología en la zona de estudio, es decir, las evidencias sedimentológicas y el modelo digital de elevaciones. Mediante un modelo hidráulico bidimensional basado en las ecuaciones de aguas someras, más conocidas como ecuaciones de Saint-Venant, se determina la incógnita principal del problema, que es la tasa de incisión constante (E), es decir, la velocidad con la que la brecha incide sobre la presa de hielo. Se define una función de error que compara los resultados obtenidos de las simulaciones numéricas con los datos de las evidencias sedimentológicas y se busca la minimización del error redefiniendo la incógnita principal del problema, E .

Una vez obtenidos los rangos de valores para los que la tasa de incisión sobre el bloque de hielo es óptima (a través de la altura máxima alcanzada por la inundación aguas abajo de la presa de hielo), se conocen los valores principales de calado y velocidades en cada punto de la malla perteneciente al dominio computacional, así

como en cada instante temporal simulado. Mediante las variables anteriores se obtienen otros parámetros como son las direcciones del flujo en cada punto, o variables adimensionales que se utilizan para justificar la formación de dunas y antidunas en inundaciones de tal magnitud (Bohorquez *et al.*, 2019).

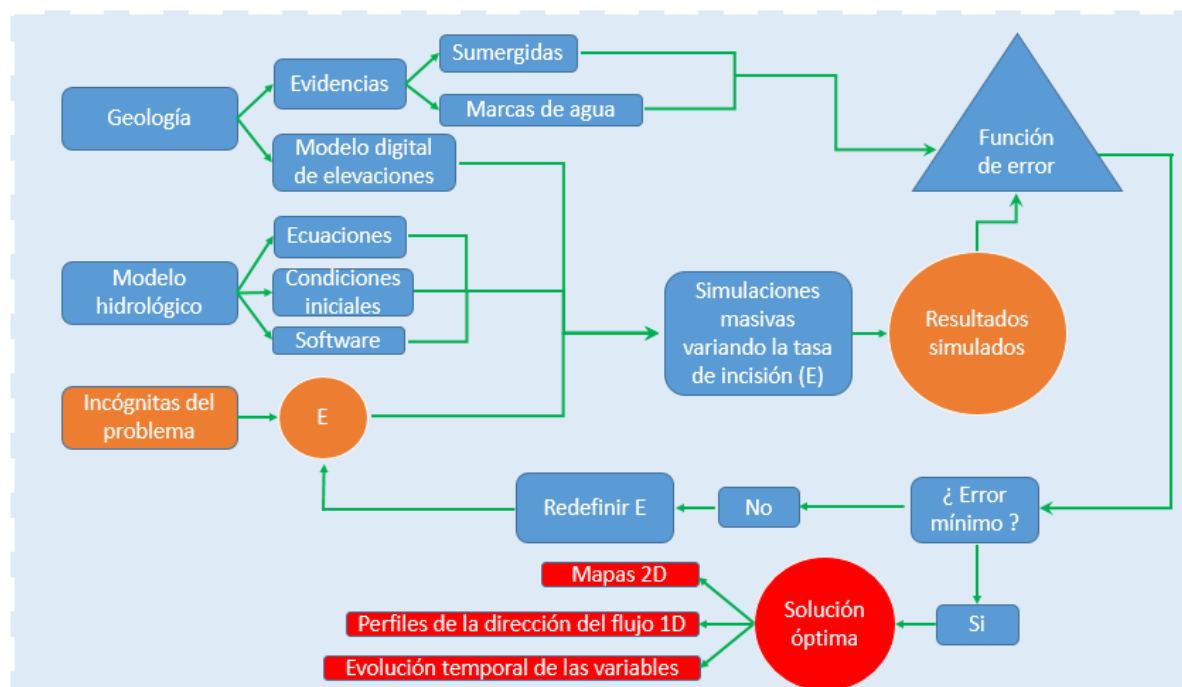


Figura 1-5. Metodología seguida en el presente estudio. Fuente: *Elaboración propia.*

1.4 Aplicaciones ingenieriles

A lo largo de la historia moderna se han producido grandes catástrofes provocadas por el colapso de presas y su posterior inundación. En este apartado se pretende resaltar las similitudes existentes con el presente estudio que permitiría determinar, mediante la aplicación de la metodología aquí presentada, la delimitación de los intervalos de tiempos de rotura y la evaluación de riesgos por inundación súbita.

1.4.1 Presa de Malpasset

La presa de Malpasset fue una presa construida en el río Reyran entre los años 1952-1954 y estaba situada en el sur de Francia. Se trataba de una presa de doble curva y radio variable, con 5 arcos horizontales y 11 ménsulas verticales. El 2 de diciembre de 1959, solo 5 años después de la finalización de su construcción, colapsó de forma repentina causando más de 400 fallecidos y arrasando todo lo que se encontraba a su paso en un corto periodo de tiempo.

En la Figura 1-6 se pueden observar las gigantescas dimensiones de la brecha que se produjo en la presa y como quedó totalmente destruida. Tras la trágica catástrofe una comisión se reunió para esclarecer los posibles desencadenantes del accidente. Se centraron en 3 aspectos: la presa, el estribo izquierdo y la geología presente en la zona. Se comprobó que el hormigón armado utilizado en la construcción cumplía con todos los requisitos establecidos y, por lo tanto, la estructura debería haber aguantado la presión ejercida por el agua. La investigación se centró en el contacto del estribo izquierdo con la roca, determinado que este contacto tampoco era el desencadenante del colapso. Por lo tanto, la única posibilidad que quedaba era la geología del terreno. Los trabajos de geología e hidrología previos a la construcción de la presa eran insuficientes, asumiendo que la roca que rodeaba la presa era impermeable y elástica. La roca sobre la que se asentaba la obra estaba más fisurada de lo previsto en los estudios, incluso se encontró una falla aguas abajo de la presa. Todo esto hizo que la presión hidrostática del agua se concentrara en el estribo izquierdo. Cuando el nivel de agua fue lo suficientemente elevado, la falla se deslizó y provocó el colapso brusco y repentino [3].

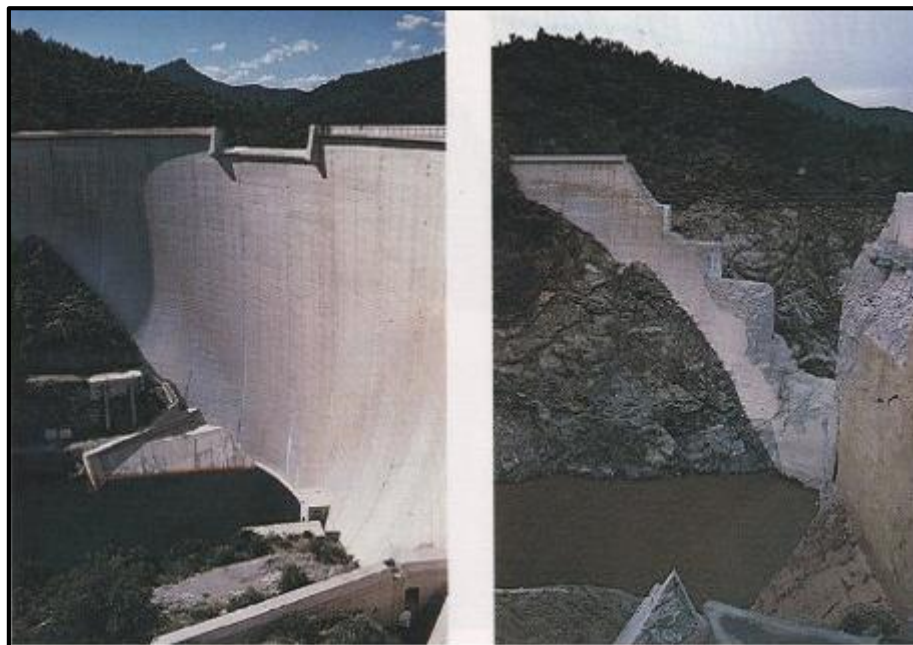


Figura 1-6. Antes y después del colapso de la presa de Malpasset (Francia). Fuente: http://ecolo.org/documents/documents_in_french/malpasset/malpasset.htm

1.4.2 Presas de relaves

Cuando las rocas presentes en el subsuelo se exponen a la intemperie y al agua, se liberan metales pesados contenidos en las rocas. Estos metales son altamente contaminantes y deben de ser tratados y retenidos correctamente. Nacen entonces las presas para contener estos materiales contaminantes disueltos en agua, denominadas presas de relaves. Uno de los problemas principales de este tipo de presas es que presentan muchos menos estudios y obligaciones que los embalses de agua clara. La mayoría de las veces estas presas son construidas con material propio de la zona, simplemente compactándolo a través de maquinaria pesada. Cuando se produce desbordamiento sobre ellas, la propagación de la brecha es mucho más rápida y casi imparable debido a las características erosionable del material utilizado en la presa.

1.4.2.1 Desastre de Aznalcóllar

El desastre de Aznalcóllar fue un desastre ecológico, producido por un vertido de lodos tóxicos en el Parque Nacional y Natural de Doñana, en Andalucía (España), el 25 de abril de 1998, causado por la rotura de la Balsa Minera de Aznalcóllar, propiedad de la empresa sueca Boliden [4].

En la Figura 1-7 se observa la extensión que ocupaban los residuos y las dimensiones de la brecha producida que propició el vaciado por completo del lago.

Veintiún años después de este desastre, diferentes estudios demuestran que se podría volver a producir en diferentes presas de la zona debido a la ineficiente construcción y mantenimiento que este tipo de presas presentan.



Figura 1-7. Brecha en la presa de residuos mineros en el desastre de Aznalcóllar (Andalucía). Fuente: https://elpais.com/elpais/2018/04/20/album/1524211696_728584.html#foto_gal_12

1.4.2.2 Colapso de 3 represas mineras en Minas Gerais (Brasil)

Brasil es uno de los países con más industria minera en el mundo. A lo largo de su historia ha sufrido grandes catástrofes debido al colapso de este tipo de presas utilizadas en la minería, provocando incalculables daños medioambientales y humanos. En enero de 2019 se produjo el último gran desastre debido al colapso de tres presas en cadena y la resultante inundación que ocasionó más de 400 muertes humanas e incalculables daños al medio ambiente. Las autoridades se han comprometido a estudiar todas las presas dedicadas a la minería y determinar las posibles consecuencias que podría tener el colapso de ellas.



Figura 1-8. Inundación provocada por la rotura de las presas mineras en Minas Gerais (Brasil). Fuente: https://elpais.com/elpais/2019/01/25/album/1548447082_456992.html

1.4.3 Colapso de la presa de San Francisco (EEUU)

La presa de San Francisco fue construida entre los años 1924-1926 para crear una gran reserva de agua con la que abastecer la ciudad de los Ángeles (California). Situada en las montañas de Pelona, a unos 64 km de los Ángeles. Tenía una altura de 56 m y una capacidad de 47 hm³. La presa comenzó a dar problemas desde el principio, generándose en ella pequeñas grietas que se tapaban con cemento. En febrero de 1928 el nivel de agua era considerable y se produjo una brecha. No se actuó para que drenara el embalse. Pero en marzo del mismo año la brecha se había expandido de forma incontrolable, lo que provocó el colapso de toda la presa, una virulenta inundación y 425 muertes.

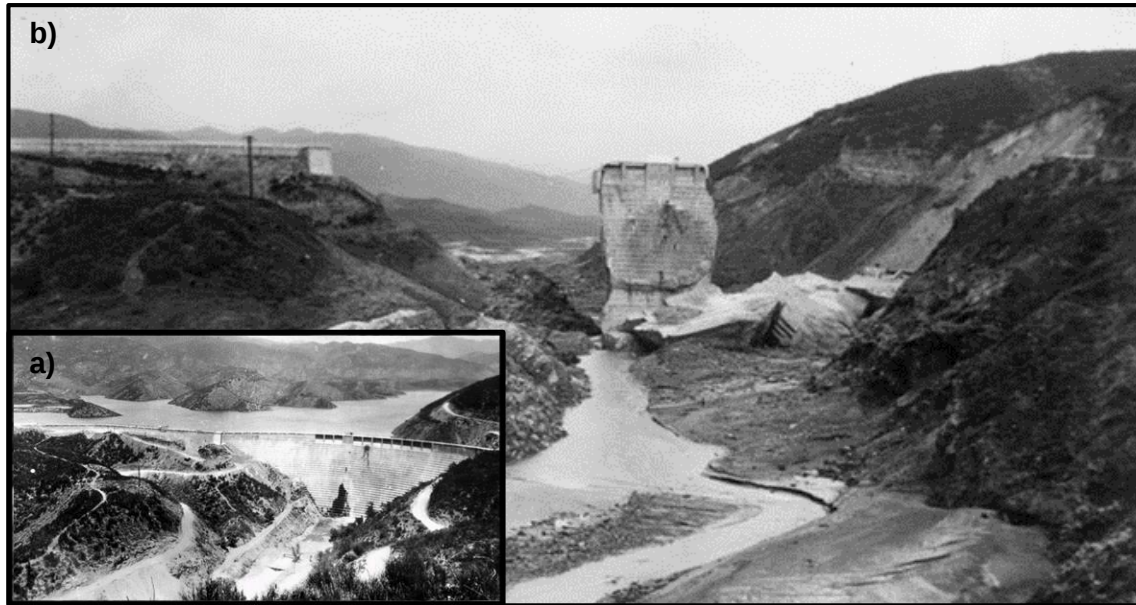


Figura 1-9. Colapso de la presa de San Francisco (EEUU). Figura 1-9a antes del colapso y Figura 1-9b después del colapso Fuente: <https://momentosdelpasado.blogspot.com/2017/02/el-desastre-de-la-presa-st-francis.html>

2	ESTADO DEL ARTE DE LOS NIVELES MÁXIMOS DE INUNDACIÓN Y EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS EN LAS MONTAÑAS DE ALTAI (SIBERIA).....	18
2.1	NIVELES MÁXIMOS: BARRAS LATERALES Y DEPÓSITOS DE REMANSO	20
2.2	FORMAS DE LECHO	22
2.2.1	<i>Dunas en la cuenca de Kuray</i>	22
2.2.1.1	Campo de dunas de Aktru	23
2.2.1.2	Campo de dunas de Kuray	25
2.2.1.3	Campo de dunas de Kara Kol.....	28
2.2.1.4	Campo de dunas de Baratal	29
2.2.2	<i>Dunas en la cuenca de Chuja</i>	29
2.2.2.1	Campo de dunas de Kam-Sugi.....	30
2.2.2.2	Campo de dunas-antidunas de Chagan-Uzun	31
2.3	EXTENSIÓN Y MECANISMO DE ROTURA DE LA PRESA GLACIAR.	32

2 ESTADO DEL ARTE DE LOS NIVELES MÁXIMOS DE INUNDACIÓN Y EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS EN LAS MONTAÑAS DE ALTAI (SIBERIA).

A lo largo de los últimos 30 años se han llevado a cabo diversos estudios y trabajos de campo para constatar las formaciones sedimentológicas de una de las mayores inundaciones acontecidas en el planeta tierra a lo largo de su historia (Baker et al., 1993; Carling, 1996a; Carling, 1996b; Carling, 1999; Carling et al., 2002; Carling, et al., 2011; Carling et al., 2009; Herget, 2005; Rudoy, 2002).

En este apartado nos centraremos en describir un poco más en profundidad estas evidencias, que son cruciales para determinar indirectamente el valor de la tasa de incisión o velocidad de deshielo en el glaciar. Como se ha visto en la introducción, las formaciones sedimentológicas que establecen los niveles de agua máximos en los valles son las barras laterales y, especialmente los depósitos de remanso sobre ellas. Por lo tanto, es de especial importancia conocer en detalle este tipo de evidencias en nuestro estudio.

Otras evidencias de vital importancia son los campos de dunas presentes en las cuencas Kuray-Chuja. La localización de estos campos de dunas, otros sedimentos de menor importancia, poblaciones más importantes, extensión máxima de la lámina de agua y la posición del bloque de hielo se aprecian de forma nítida en el mapa de la Figura 2-1.

Rudoy (2002) realizó una reconstrucción de la dinámica seguida en el lago Kuray en la inundación basándose en las direcciones de los campos de dunas, los aliviaderos y el desbordamiento en la garganta de Chuja (ver Figura 2-2). Este mapa, configurado únicamente con las evidencias de los campos de dunas, es de gran utilidad para su comparación con las simulaciones numéricas llevadas a cabo en este proyecto. Veremos en posteriores apartados que la dinámica que establece Rudoy es muy parecida a la mostrada en las simulaciones numéricas realizadas en este TFM.

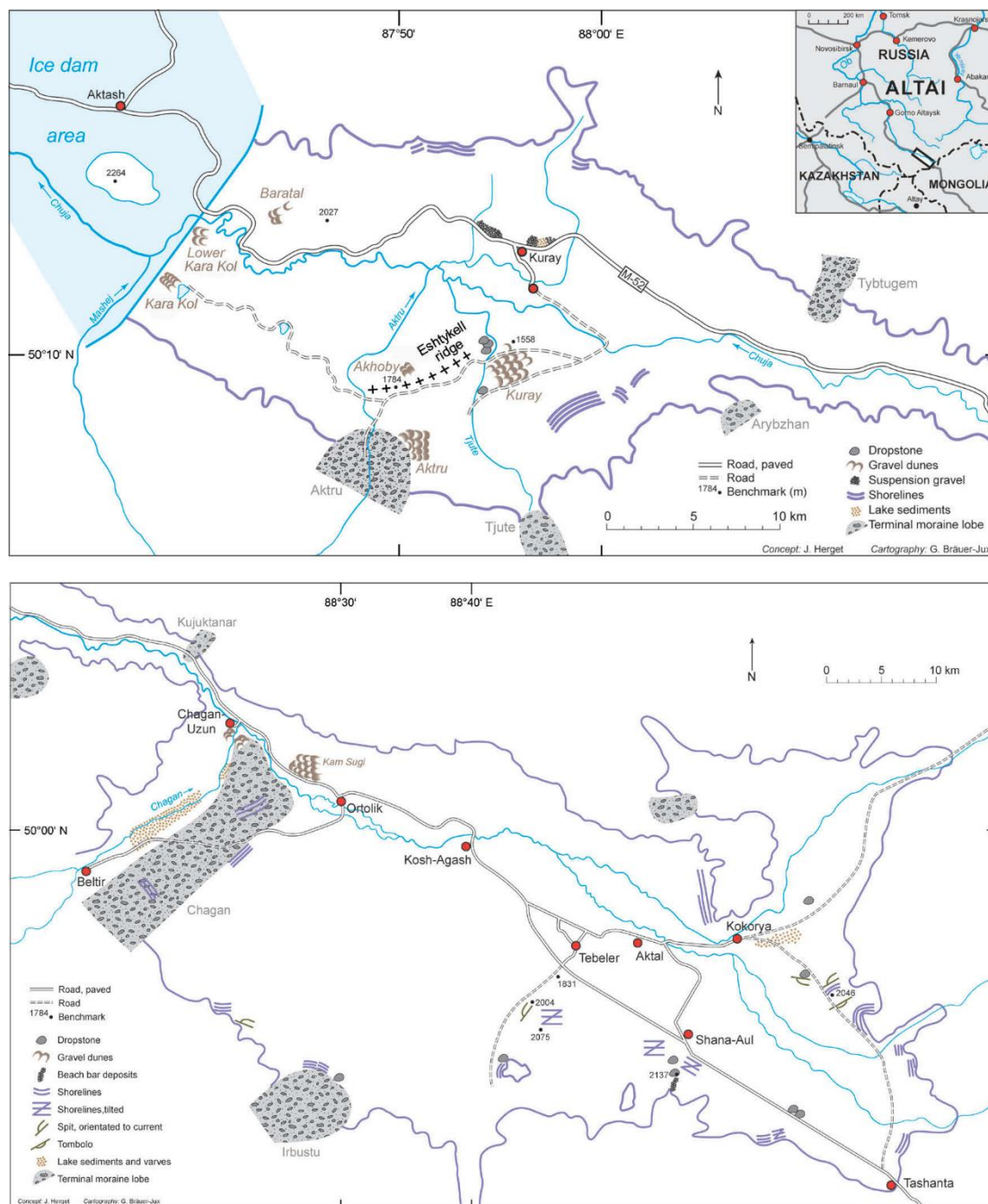


Figura 2-1. Principales localizaciones y formaciones sedimentológicas en las cuencas de Kuray y Chuja.
Fuente: Bohórquez et al. (2016).

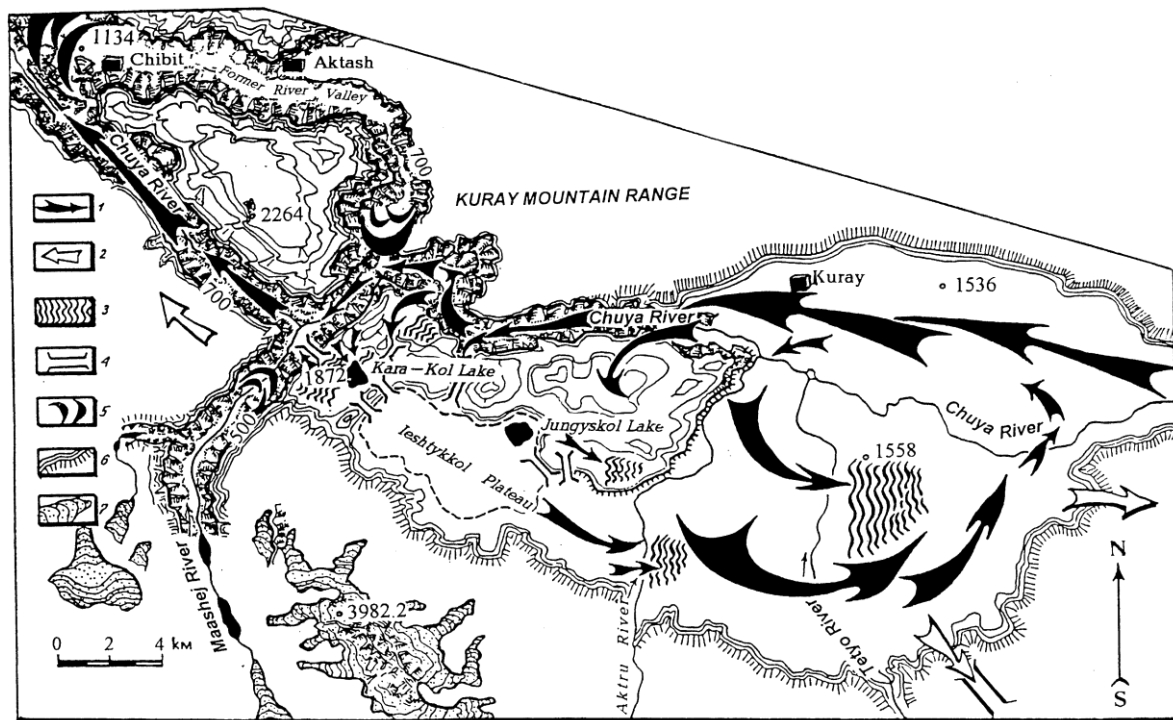


Figura 2-2 Mapa paleo-hidrológico en la cuenca de Kuray interpretado a través de los campos de formas de lechos presentes en dicha cuenca. leyenda: 1-Dirección del flujo; 2-Probables direcciones del flujo; 3-Campos de dunas; 4-Aliviaderos; 5-Morrenas; 6-Límites de altura alcanzada por el agua; 7-Glaciares actuales. Fuente: Rudoy (2002)

2.1 Niveles máximos: barras laterales y depósitos de remanso

Durante la inundación se depositaron barras gigantes en los laterales de los valles de Chuja y Katun, así como en las entradas de sus valles tributarios, a lo largo de más de 70 km aguas abajo de la presa de hielo formada por los glaciares adyacentes. A través de la altura más elevada de las barras se puede inferir el nivel mínimo que alcanzó el agua en las zonas donde se han encontrado las barras laterales. En la parte superior de estas barras gigantes se depositaron los depósitos de remanso en forma de una capa de grava. En Figura 2-3 se muestra un mapa con las principales barras laterales a lo largo de los valles estudiados en este proyecto.

Los depósitos de remanso se forman en las zonas de velocidades bajas en los valles e indican la energía del flujo a través de su elevación. Este tipo de sedimentos es de vital importancia en la reconstrucción paleo-hidráulica puesto que indican la cota mínima del agua a lo largo de la inundación. Las barras laterales más importantes para la reconstrucción son las que se encuentran situadas en el valle de Chuja, a

causa de que, al ser un valle muy confinado, un pequeño incremento en la descarga del flujo provoca inmediatamente un incremento del nivel de agua a lo largo del valle.

Las barras se forman en los interiores de las curvas descritas por el valle y como relleno en las laderas. La más grande se encuentra aproximadamente 4 km aguas abajo del poblado de Yarbalik (ver Figura 2-3) y es la barra más cercana a la posición de la presa glaciar.

En la Figura 2-4 se muestra una fotografía de una barra lateral gigante y los depósitos de remanso asociados en el final del valle de Chuja, cerca de la confluencia con el valle Katun.

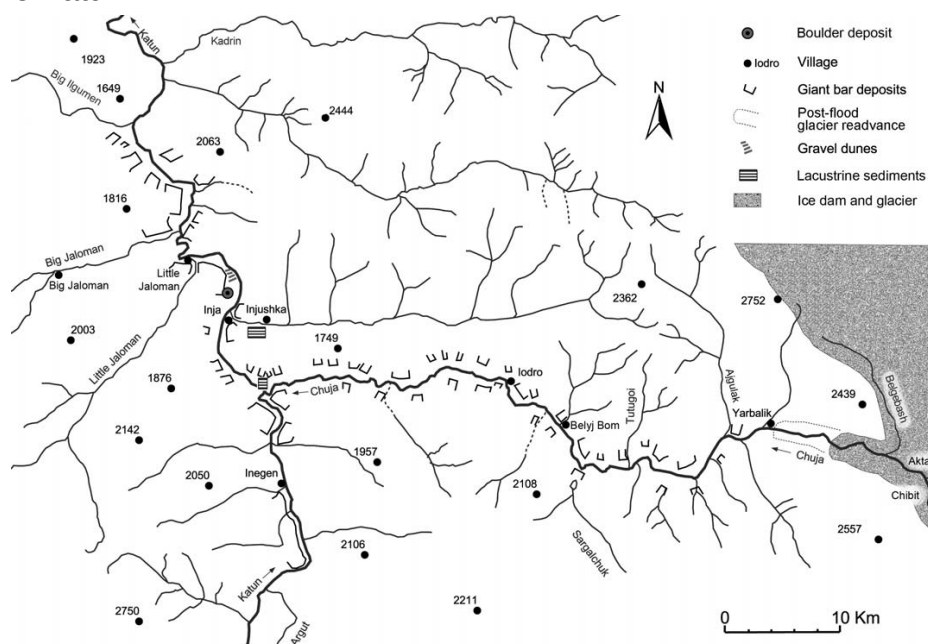


Figura 2-3. Localización barras laterales gigantes a lo largo de los valles Chuja y Katun. Fuente: Herget (2005).

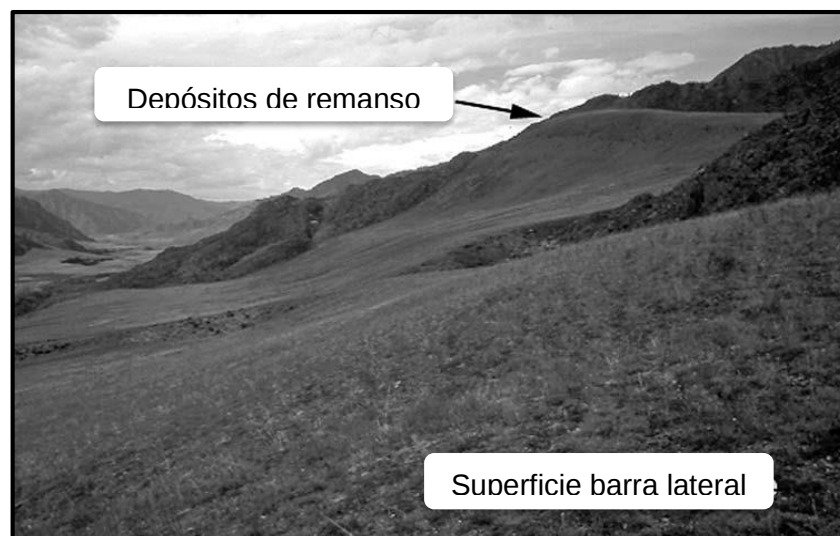


Figura 2-4. Superficie de una barra con depósitos de remanso superpuestos en el final del valle Chuja. Fuente: Adaptada de Herget (2005).

2.2 Formas de lecho

Las formas del lecho de cauces aluviales se definen como todas las irregularidades más grandes que el tamaño mayor de las partículas que lo conforman y ofrecen una mayor resistencia al flujo que caracteriza estos canales. La forma del cauce depende principalmente del material que compone el lecho, la intensidad de los procesos erosivos y está ligada a la frecuencia de las inundaciones. También se debe al balance entre la fuerza del agua y la resistencia del lecho y de los materiales de los taludes.

Entre las formas de lecho se encuentran las dunas y antidunas, las cuales son objeto del presente estudio. Una duna es una acumulación de material sedimentario originado por la acción de flujo supercrítico. Una antiduna es una pequeña forma de lecho que se desplaza en el sentido contrario al de la corriente como resultado de la erosión en la parte inferior y de la sedimentación en la parte superior. Las antidunas están en fase con la perturbación de la superficie de agua.

En las cuencas de Kuray-Chuja existen 6 grandes campos de dunas (4 en la cuenca de Kuray y 2 en la de Chuja) que fueron provocados por el drenaje de las cuencas Kuray-Chuja durante el Pleistoceno superior. La determinación de las variables hidrológicas que dieron lugar a su formación son objeto de este TFM.

2.2.1 Dunas en la cuenca de Kuray

Como se ha comentado anteriormente existen 4 campos de dunas de grava en la cuenca de Kuray. En la Figura 2-5 se percibe la posición de estos campos de dunas. Baratal y Kara Kol están situados en los márgenes al oeste de la cuenca, mientras que las dunas de Aktru y Kuray están situadas en el sur. En la Figura 2-5 se muestra una fotografía aérea del lago Kuray y las posiciones de los campos de dunas descritas.

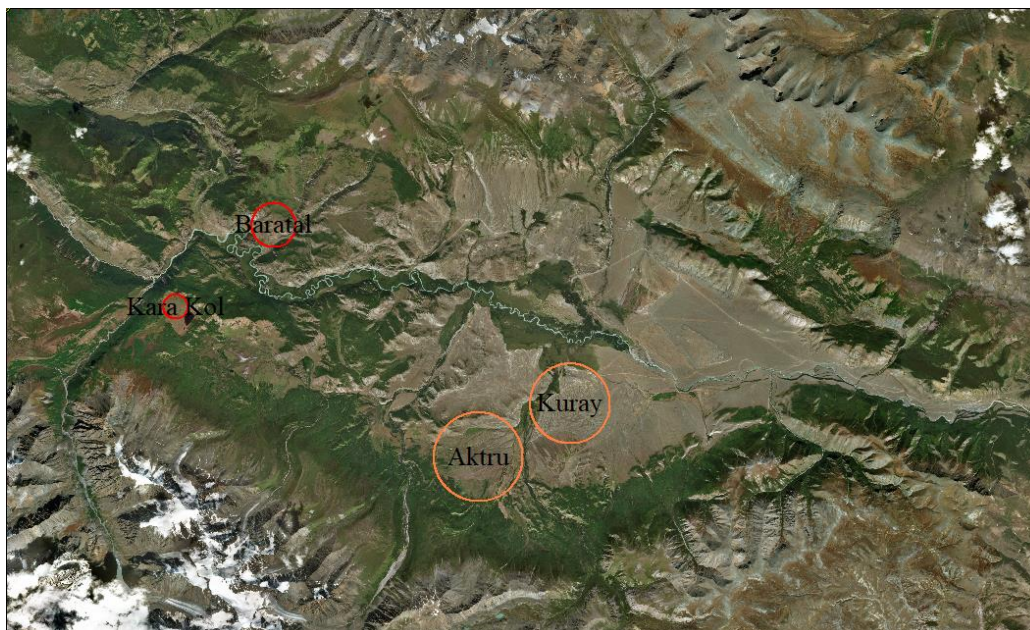


Figura 2-5. Localización de los campos de dunas en la cuenca de Kuray. Fuente: Imagen Google Earth.

2.2.1.1 Campo de dunas de Aktru

Dichas dunas están localizadas en la zona sur de la cuenca de Kuray. Constituyen más más de 70 dunas bidimensionales subparalelas y arqueadas. Se localizan a lo largo de más de 1.5 km hacia el este. Las características anteriores son indicadores de que el flujo de agua durante su formación se extendió desde el oeste (Carling, 1996b). Se infiere de lo dicho anteriormente que en el flujo tuvo que producirse como consecuencia de una recirculación a la altura de Aktru. En la Figura 2-6 se contempla una fotográfica ampliada de este campo de dunas donde observamos claramente lo expuesto anteriormente. El área representada en la figura anterior, y por lo tanto del campo de dunas, es de 17 km². Las coordenadas geográficas que encuadran este campo de dunas son las siguientes:

50° 09' 32.9843" N/87° 49' 47.7826" E	50° 09' 31.6479" N/87° 52' 49.2832" E
50° 08' 04.0176" N/87° 52' 47.6749" E	50° 08' 05.3528" N/87° 49' 46.2664" E

El subparalelismo presente en las dunas es importante en el estudio que se desarrollará pues muestra una idea del proceso de drenaje llevado a cabo durante el proceso de drenaje. Está relacionado con la velocidad, la dirección del flujo y el calado bajo el que tuvo lugar el proceso. Por lo tanto, conociendo la estructura interna de las dunas se podrá relacionar con el proceso de drenaje.

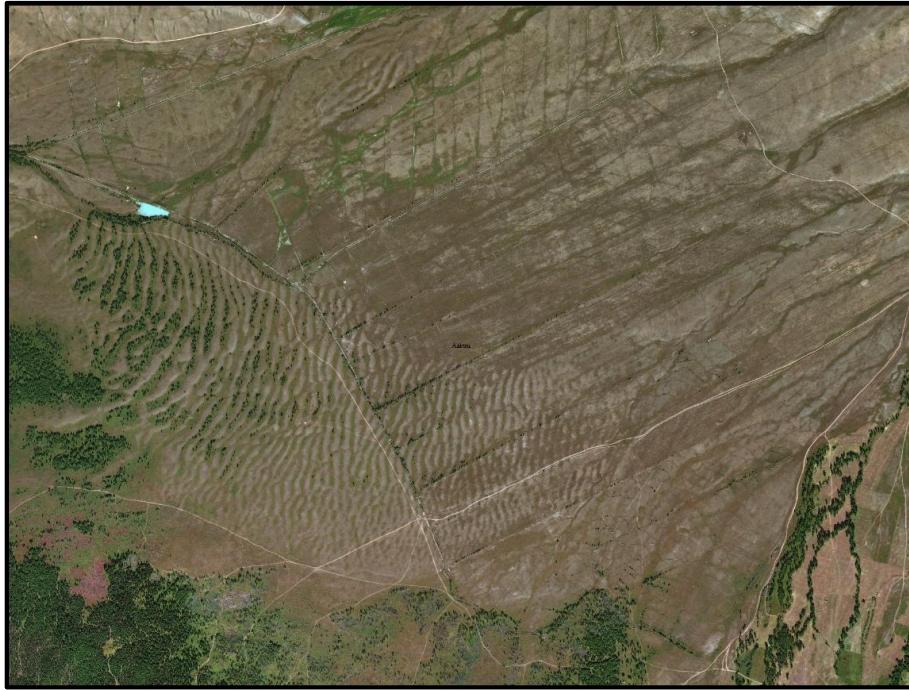


Figura 2-6. Campo de dunas de Aktru. Fuente: Imagen Google Earth.

Para conocer la estructura interna se recurre a un análisis mediante GPR (Ground Penetrating Radar) [5]. Este método envía ondas al terreno y en función de la forma en la que se produce la reflexión permite determinar el material y la estructura que conforman las capas internas.

En la Figura 2-7 se pueden contemplar dos fotografías que reflejan claramente sus dimensiones y el número de las dunas.



Figura 2-7. Fotografía a pie de campo de las dunas de Aktru (2-5a). Vista aérea de las dunas de Aktru (2-5b). Fuente: Herget (2005).

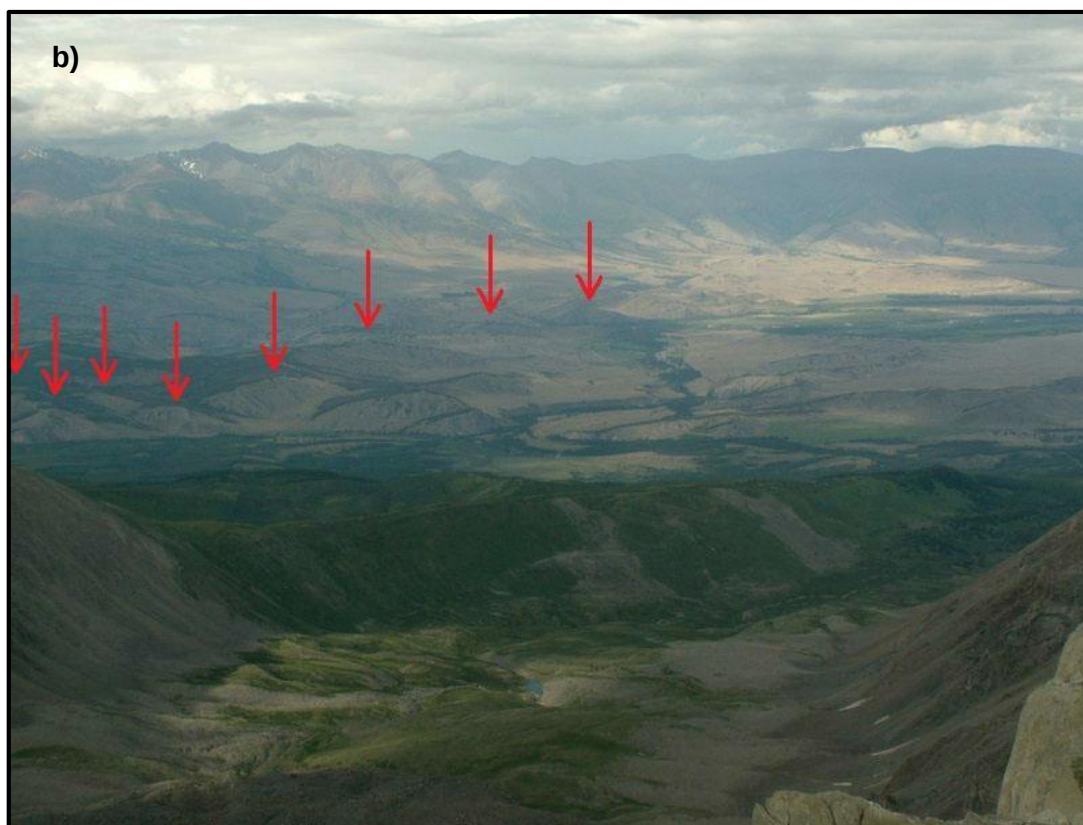


Figura 2-7 (cont.). Fotografía a pie de campo de las dunas de Aktru (2-5a). Vista aérea de las dunas de Aktru (2-5b). Fuente: *Herget (2005)*.

2.2.1.2 Campo de dunas de Kuray

Están localizadas en la zona sur de la cuenca de Kuray, al noroeste del campo de dunas de Aktru. Este campo de dunas tiene una longitud de aproximadamente 3.3 km de longitud en dirección horizontal. La envergadura de las dunas es de 2.4 km de longitud. En la Figura 2-8 se distingue una vista aérea de estas dunas contemplándose su envergadura. La altura de la duna más alta es de 16 m y tienen longitudes por abajo de los 200 m (Burr *et al.*, 2004). La superficie encuadrada que ocupan es de 13 km² y la localización geográfica de los vértices que encuadran dicha superficie es de:

50° 11' 16.3519" N/87° 53' 56.4129" E	50° 11' 14.8652" N/87° 57' 03.1355" E
50° 09' 21.0774" N/87° 57' 00.8780" E	50° 09' 22.5625" N/87° 53' 54.2785" E

Una fotografía a pie de campo la podemos observar en la Figura 2-9. En la Figura 2-10 se representa la sección más característica del campo de dunas, en la cual se muestra la altura, longitud y el ratio (H/L) para cada duna, mientras que Carling (1996b) en la Figura 2-11 describe una sección longitudinal de la duna de mayor altura presente en este tren. En la fotografía de la Figura 2-12 se atisba la magnitud de la

duna más elevada existente en el campo de dunas de Kuray (Comparación con el coche).



Figura 2-8. Imagen aérea del campo de dunas de Kuray. Fuente: *Imagen Google Earth*.



Figura 2-9. Fotografía a pie de campo del tren de dunas de Kuray. Fuente: *Herget (2005)*.

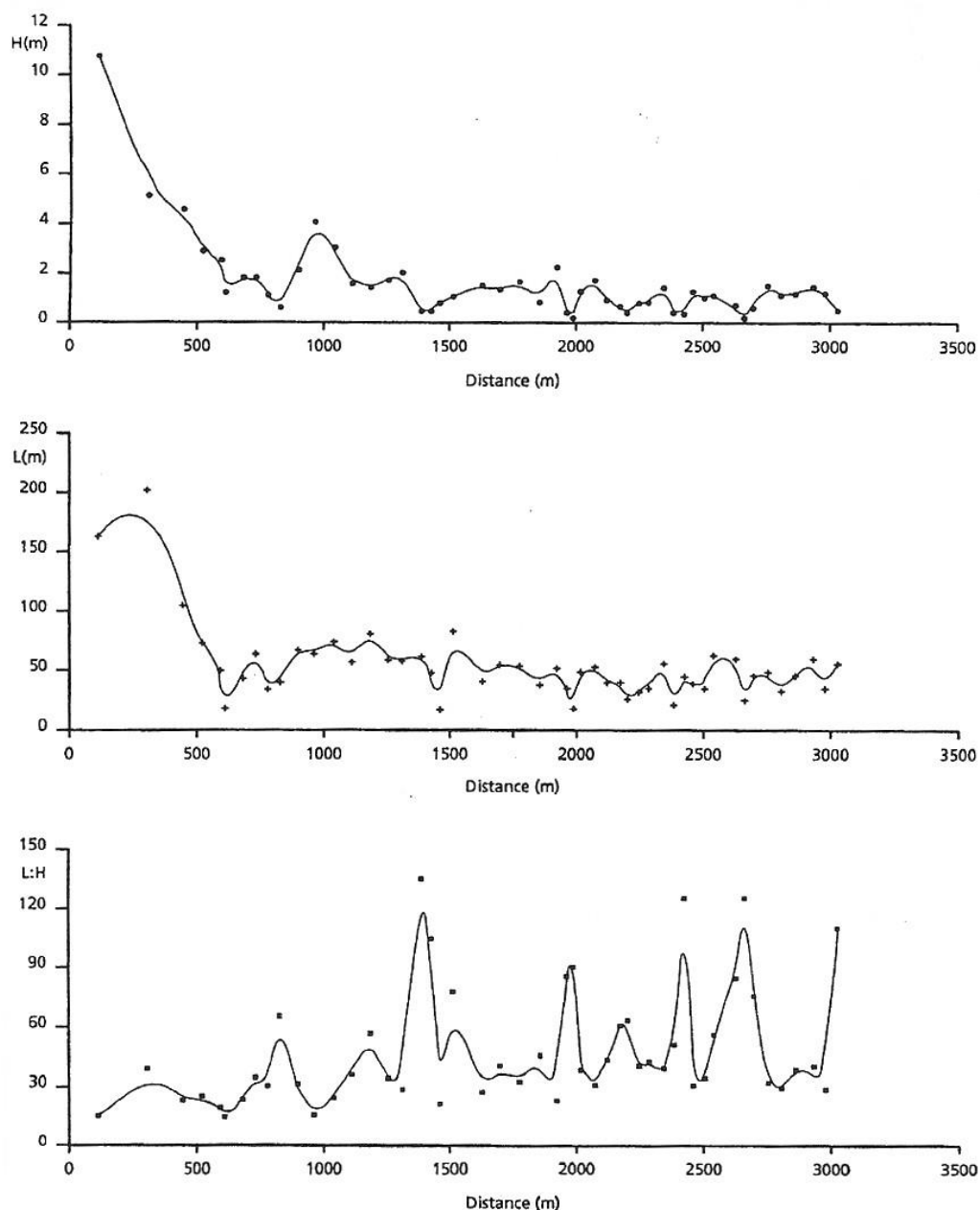


Figura 2-10. Sección transversal más representativa de las dunas de Kuray. Altura, longitud y ratio (L/H) de dichas dunas. Fuente: Herget (2005).

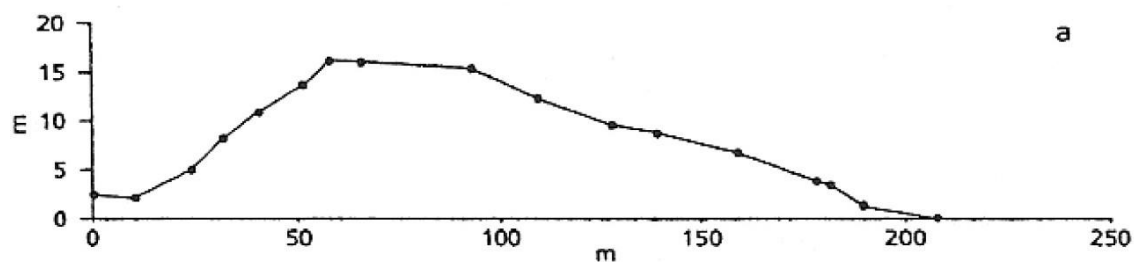


Figura 2-11. Sección longitudinal de la duna más representativa del campo de Kuray. Fuente: Herget (2005).

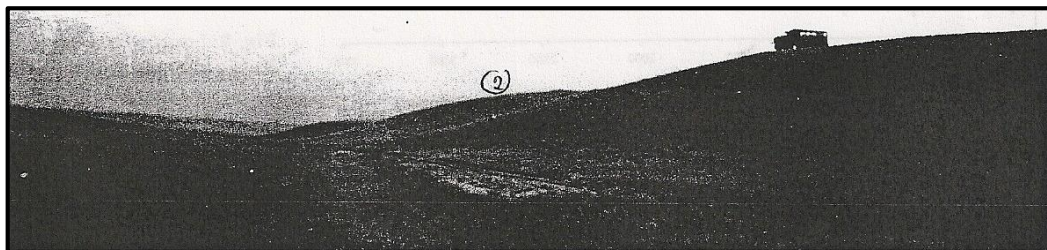


Figura 2-12. Fotografía de la duna más alta. Comparación con coche. Fuente: Herget (2005).

2.2.1.3 Campo de dunas de Kara Kol

Este campo de dunas está situado al este, se encuentra inmediatamente después de las montañas de Chuja. Tiene una longitud de 500 m y está orientado de oeste a este, hacia la garganta por la que desaguó el lago Kuray-Chuja.

El área encuadrada que contiene los vértices del campo de dunas es de 5 km² de extensión. Y las coordenadas geográficas de sus vértices son:

50° 13' 05.1898" N / 87° 37' 55.3241" E	50° 13' 04.8724" N / 87° 38' 52.9403" E
50° 12' 20.9197" N / 87° 38' 52.3451" E	50° 12' 21.2370" N / 87° 37' 54.7435" E

En la Figura 2-13 se puede observar claramente el tren de dunas que hemos descrito anteriormente. Más hacia el norte existe un pequeño campo de dunas llamado dunas del bajo Kara Kjöl (Lower Kara Kjöl) consiste en dunas bidimensionales orientadas de este a oeste que se extienden durante 0.5 km.



Figura 2-13. Imagen aérea del tren de dunas en Kara Kol. Fuente: Imagen Google Earth.

2.2.1.4 Campo de dunas de Baratal

Este campo de dunas está situado al norte del campo de Kara Kol, ver la Figura 2-14. El área representada es de 5 km² y las coordenadas geográficas de los vértices son las siguientes:

50° 15' 41.7760" N/87° 42' 29.4942" E	50° 15' 41.4498" N/87° 43' 22.4659" E
50° 14' 57.1971" N/87° 43' 21.7964" E	50° 14' 57.5231" N/87° 42' 28.8383" E

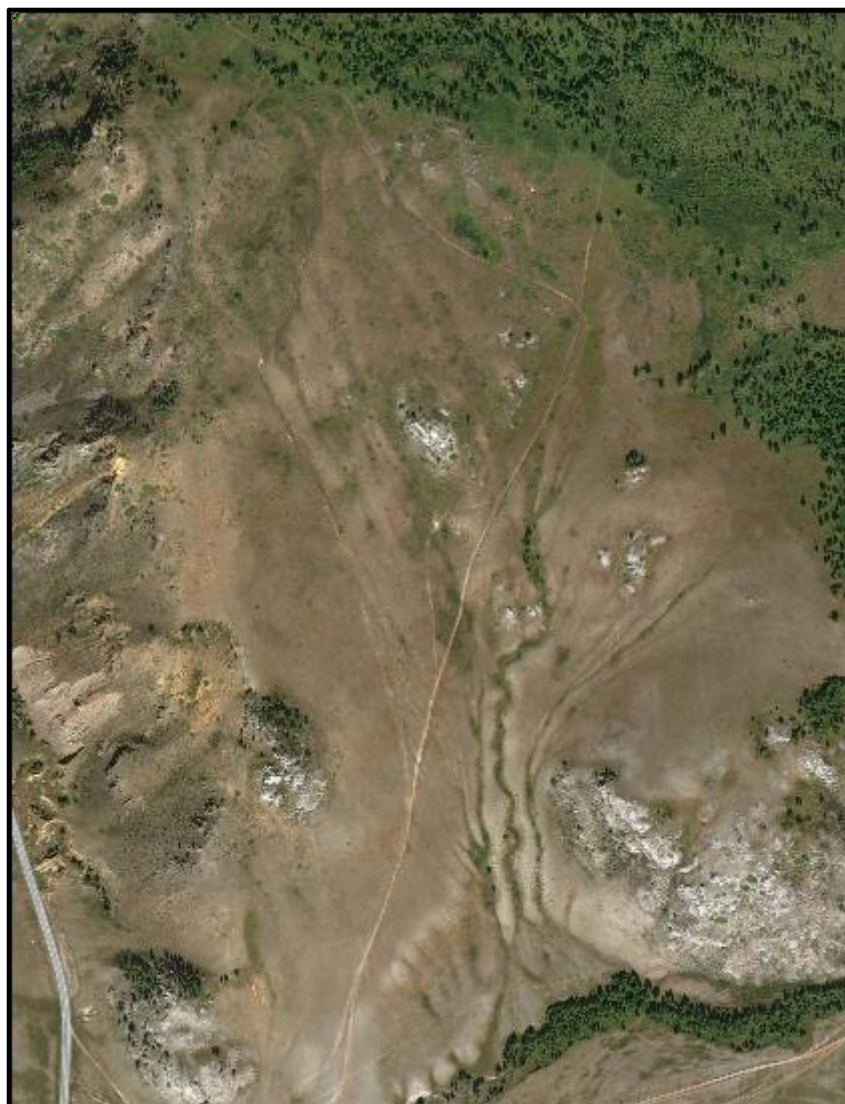


Figura 2-14. Imagen aérea del campo de dunas de Baratal. Fuente: Imagen Google Earth.

2.2.2 Dunas en la cuenca de Chuja

En la Figura 2-15 se observa que existen dos formaciones principales de campos de dunas. La formación de dunas de Kam-Sugi es la situada más al este, mientras que la formación de Chagan-Uzun (nombrada así por la proximidad con el pueblo de Chagan-Uzun) está situada cerca del valle confinado que conecta con Kuray. Carling

(2002) comenta la posibilidad de que las formaciones localizadas en Chagan-Uzun se traten de antidunas. En este TFM se demostrará que no se produjo una dinámica adecuada del flujo para la aparición de este tipo de formaciones de lecho, resultando ser realmente dunas. Ambas formaciones indican la dirección del flujo desde la cuenca de Chuja a la cuenca de Kuray a través de un confinado valle.



Figura 2-15. Fotografía aérea de los campos de dunas de grava en la cuenca de Chuja. Fuente: *Imagen Google Earth*.

2.2.2.1 Campo de dunas de Kam-Sugi

En la Figura 2-16 se expone una imagen aérea ampliada de la localización de este campo de dunas. El área proyectada de la fotografía tiene una extensión de 9 km². El campo de dunas se extiende a través de 2.5 km de longitud y 2 km de anchura. Está ubicado al oeste del poblado del mismo nombre, extendiéndose hacia el noroeste. Está formado por numerosas dunas 2-D y ligeramente arqueadas. La superficie de la fotografía aérea se encuadra en las siguientes coordenadas:

50° 04' 04.2564" N/88° 27' 44.4503" E	50° 04' 03.0679" N/88° 29' 17.9490" E
50° 02' 44.1964" N/88° 29' 15.5092" E	50° 02' 45.3840" N /88° 27' 42.0530" E

En la Figura 2-17 se observa una imagen de campo en la que se puede ver perfectamente las dunas de Kam-Sugi y apreciar su gran tamaño.



Figura 2-16. Imagen aérea del campo de dunas de Kam-Sugi. Fuente: *Imagen Google Earth.*

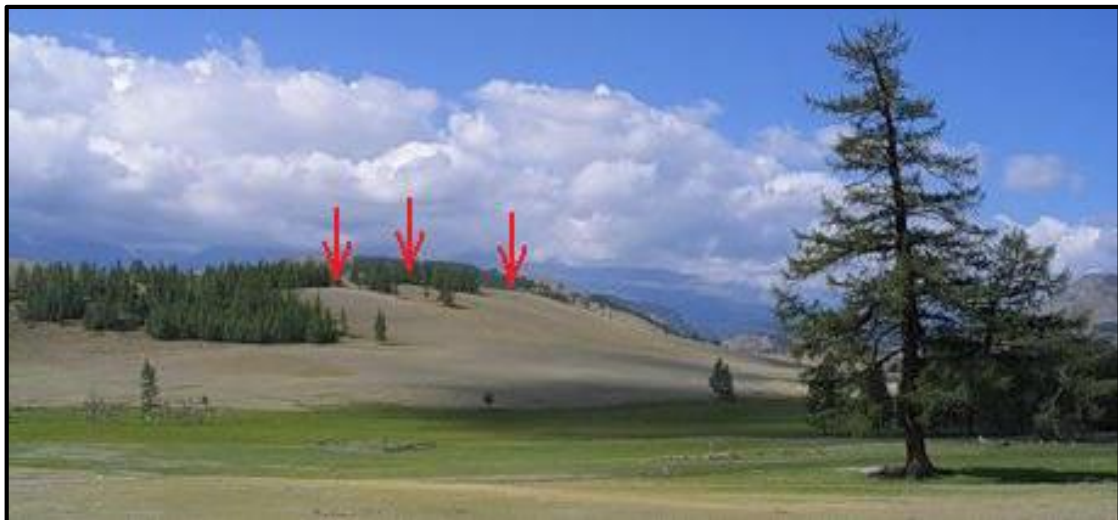


Figura 2-17. Fotografía desde el suelo de las dunas de Kam-Sugi. Fuente: Herget (2005).

2.2.2.2 Campo de dunas-antidunas de Chagan-Uzun

Como se ha comentado anteriormente cerca del pueblo de Chagan-Uzun se encuentran unas formaciones geológicas que Carling (2002) identifica como posibles antidunas. Más adelante analizaremos los resultados obtenidos, determinando que

según el proceso hidrológico seguido en el lago no existió la posibilidad de formación de antidunas. En la Figura 2-18 se deslumbra la extensión y forma de las dunas. El área encerrada en los vértices de la figura anterior es de 1.7 km². La longitud y extensión del tren de dunas es de 1.6 km y 0.6 km respectivamente. Están orientadas de sur a norte y las coordenadas geográficas que definen el rectángulo que encierra el área son:

50° 05' 27.9107" /88° 21' 42.7254" E	50° 05' 27.1946" N/88° 22' 43.3930" E
50° 04' 39.8465" N/88° 22' 42.0348" E	50° 04' 40.5624" N/88° 21' 41.3837" E



Figura 2-18. Formaciones geológicas en Chagan-Uzun. Fuente: Imagen Google Earth.

2.3 Extensión y mecanismo de rotura de la presa glaciar.

La extensión que abarcó la presa de hielo responsable de la formación de los lagos de Kuray y Chuja no se ha podido determinar con exactitud en las investigaciones llevadas a cabo a lo largo de los años (Herget, 2005; Baker et al., 1993; Carling et al., 2010; Carling et al., 2011; Carling et al., 2009; Blomdin et al., 2016). Existen marcas de agua en las cuencas de Kuray y Chuja, las cuales han sido descritas en

los apartados anteriores, que cesan cerca del poblado de Aktash. Los estudios glaciológicos han mostrado que tres glaciares convergieron provocando la obstrucción del flujo a través del valle de Chuja (Carling *et al.*, 2010). El espesor del bloque de hielo fue, al menos, 650 metros cuando los lagos glaciares alcanzaron su altitud máxima (2100 m). Esta estimación del espesor de la presa se calcula conociendo que la altura media en esos puntos del valle Chuja y su garganta es aproximadamente de 1450 m.

En la Figura 2-19 se observa la posible configuración de los 3 glaciares existentes en las cercanías del valle Chuja. Estos 3 glaciares pudieron converger formando la presa de hielo que boqueó el paso de agua a través del valle Chuja. Herget (2005) asume que existen algunas evidencias de dos glaciares más al norte presentando un mayor espesor de la capa de hielo. En consecuencia, la mega-inundación incidió mayormente por la garganta de Chuja, es decir, el agua drenó por la mitad sur de la presa de hielo formada (Escenario II en los apartados posteriores). La orientación del campo de dunas en Baratal y Kara Kol soporta la teoría anterior. El límite aguas arriba del bloque de hielo está limitado por las localizaciones de los campos de dunas en Baratal y Kara Kol. La extensión aguas abajo es bastante más complicada de inferir. La primera gran barra aguas abajo se encuentra en la confluencia entre los ríos de Ajgulak y Chuja (ver Figura 2-3). Por lo tanto, se puede afirmar que el glaciar solo pudo llegar hasta esta localización.

Se han encontrado otras evidencias de glaciares más recientes que bloquearon también el transcurso del flujo de agua y que finalmente produjeron también nuevas inundaciones, pero todas ellas de menor entidad.

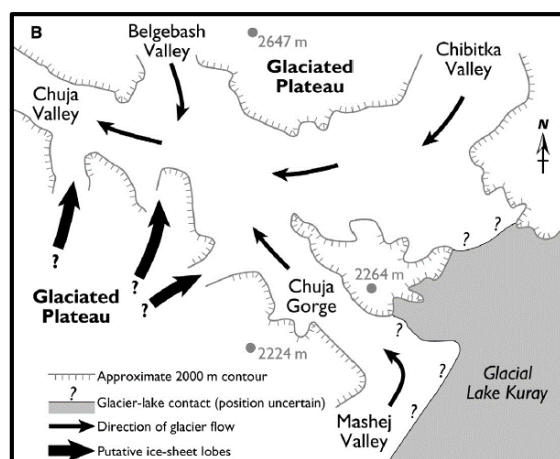


Figura 2-19. Probable configuración de los glaciares existentes en el Pleistoceno superior que formaron la presa de hielo sobre el valle Chuja, bloqueando el paso de agua. Fuente: Herget (2005)

El mecanismo de rotura hoy en día no está claro y solamente se pueden hacer suposiciones debido a que, entre otras razones, la tipología del hielo que formó la presa es totalmente desconocida. Existen varias especulaciones sobre el mecanismo por el cual pudo producirse la mega-inundación. Novikov et al. (2000) asumen que un gran terremoto desencadenó la fractura del glaciar y la posterior inundación. Esta teoría es poco probable debido a que, aunque hubiese existido una gran actividad sísmica en la época, hasta ahora no se han encontrado evidencias de que un terremoto provoque el colapso de presas de hielo naturales (Tweed *et al.*, 1999; Roberts *et al.*, 2000).

Rudoy (1998) propuso que la fractura de la presa de hielo es debida principalmente a la presión hidrostática ejercida por el agua contenida en los lagos sobre la superficie del hielo. A este tipo de mecanismo de fractura se le conoce como mecanismo de Glen.

Carling (2002) sostiene que los rápidos calentamientos súbitos en el clima acontecidos durante el tarantiense provocaron la brecha en el glaciar, lo que produjo el rápido y catastrófico drenaje de los lagos. Esta teoría puede explicar la falta de morrenas en las localizaciones que abarcaba el glaciar (ver Figura 2-20) puesto que el contacto con el agua y su alta velocidad las hicieron desaparecer (Blomdin *et al.*, 2016).

Por lo tanto, una de las teorías más plausibles es que el agua sobrepasó el nivel de la presa de hielo (mecanismo denominado en inglés 'overtopping'). Tras alcanzar el agua el nivel del hielo, se produjo una erosión debido al contacto entre el agua líquida y el hielo. Dicha erosión rápidamente provocó un amplio canal de desagüe y finalmente la fractura de la presa. Este mecanismo de fractura es el establecido en nuestro estudio. Se considerará una presa de hielo inicial, que, tras producirse el desbordamiento de agua, su espesor descenderá de forma progresiva produciéndose del drenaje de las cuencas de Kuray-Chuja.

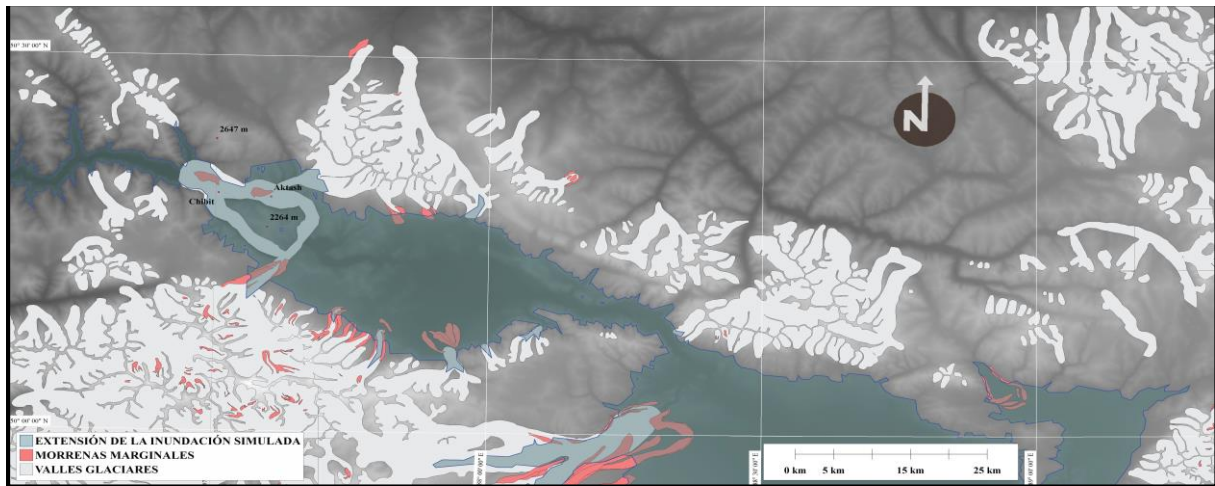


Figura 2-20. Extensión de la presa de hielo, valles glaciares y morrenas presentes en la zona de estudio.
Fuente: Basada en Blomdin et al., 2016.

3	DESCRIPCIÓN DEL PROCESO SEGUIDO EN LAS SIMULACIONES.....	37
3.1	METODOLOGÍA.....	37
3.2	SOFTWARE, MODELO DE ECUACIONES Y CONDICIONES INICIALES.	39
3.3	DIRECTORIOS DEL SOFTWARE DASSFLOW	41
3.4	GENERACIÓN DE LA MALLA, DOMINIO COMPUTACIONAL Y CONDICIONES DE CONTORNO.....	42
		48
3.5	CONFIGURACIÓN DE LA SIMULACIÓN	48
3.5.1	<i>Archivo input.txt</i>	48
3.5.2	<i>Archivo bc.txt</i>	50
3.5.3	<i>Archivo obs.f90</i>	50
3.5.4	<i>Archivo m_user_data.f90</i>	51
3.5.5	<i>Adaptación del código fuente para simulación de la evolución temporal del</i> <i>descenso de la presa de hielo.</i>	52
3.5.5.1	Rotura total de la presa de hielo.	53
3.5.5.2	Rotura parcial de la presa de hielo.	54

3 DESCRIPCIÓN DEL PROCESO SEGUIDO EN LAS SIMULACIONES

3.1 Metodología

Para todo el dominio computacional se obtendrá la evolución temporal de los campos de velocidades y calados simulados. A través de las variables anteriores se derivan otras como por ejemplo el número de Froude, esfuerzo de fricción con el suelo y su correspondiente adimensional (número de Shields), la energía específica del agua o en caudal en algunas secciones de especial interés.

Es de especial importancia modelar el proceso de rotura de la presa de hielo mediante una tasa de incisión constante sobre dicho bloque. Para ello, matemáticamente se redefine la batimetría del modelo y el descenso que experimenta en función del tiempo en las posiciones de la presa de hielo como:

$$z(x, t = 0) = \begin{cases} \text{máximo}(z_{hielo}, z_{DEM}) & \text{si } x \in x_{hielo} \\ z_{DEM} & \text{si } x \notin x_{hielo} \end{cases} \quad (1)$$

$$\frac{dz}{dt} = -E \cdot \text{máximo}(\text{signo}(z - z_{DEM}), 0) \quad \text{si } x \in x_{hielo} \text{ y } t > 0 \quad (2)$$

Siendo:

- z : topografía del terreno en función de la escala temporal y espacial.
- x : posiciones de las celdas de la malla.
- z_{hielo} : cota inicial de la presa de hielo.
- z_{DEM} : topografía extraída del modelo digital de elevaciones.
- E : tasa de incisión impuesta en la presa de hielo.
- t : tiempo.

Integrando la ecuación 2 obtenemos la evolución de la de la altura de la presa de hielo en función del tiempo para una tasa de incisión fija:

$$z(t) = \text{máximo}(z, z_{hielo} - Et) \quad (3)$$

Para la realización de esta metodología se ha partido de 2 escenarios de brecha diferentes para una condición inicial de la cota de agua de 2100 m y los dos lagos llenos de agua. Un tercer escenario ha sido considerado. Este escenario es

considerado como una de las últimas inundaciones provocadas por la rotura de los glaciares adyacentes a Aktash y su posterior reavance y bloqueo de la cuenca. En esta situación solamente la cuenca de Kuray estaba llena a una altitud de 1650 m.

En resumen, se han simulado numéricamente los siguientes tres escenarios para múltiples valores del parámetro E:

- Escenario I: ambos lagos completamente llenos y todo el bloque de hielo sufrió una brecha con una tasa de incisión constante E. La masa de agua drenó a lo largo de los valles de Chuja, canales situados hacia el norte y sur del punto de 2264 metros de la Figura 2-20.
- Escenario II: Se considera, al igual que el escenario I, que ambos lagos estaban llenos, pero con una brecha parcial sobre el bloque de hielo situada en el sur del bloque. De esta manera, la masa de agua drenó por el valle situado hacia el sur del punto de 2264 metros de la de la Figura 2-20 y se propagó aguas abajo sobre el valle de Chuja (ver Figura 1-3).
- Escenario III: el proceso de brecha es el mismo al del escenario I, pero solo el lago Kuray estaba lleno con una cota de agua de 1650 m. En este escenario, se consideró que Chuja estaba vacío.

La función de error debe evaluar la diferencia de cotas entre los valores simulados y la altitud a la que se encuentran los depósitos de remanso en el valle de Chuja. El proceso seguido para determinar este error en cada escenario es el siguiente:

- a. Se fija un valor para la tasa de incisión, E, y se lanza la simulación numérica transitoria resolviéndose el campo de velocidades y de calado en tiempo y espacio en cada punto del dominio computacional.
- b. Calcular el valor máximo del calado, h, para cada posición del dominio computacional para cualquier tiempo simulado. La máxima elevación de la lámina de agua z_{max} se calcula como la suma de la batimetría z_{DEM} más el calado máximo h_{max} en cada celda del dominio computacional x.

$$z_{max}(x) = h_{max}(x) + z_{DEM}(x) \quad (4)$$

- c. Se define la raíz de la desviación cuadrática media (RMSE) como una medida de las diferencias entre los valores predichos por el modelo hidrológico y los valores observados a través de las evidencias. Es una medida de precisión, para comparar errores de predicción de diferentes modelos para un conjunto de datos en particular y no entre conjuntos de datos, ya que depende de la escala. Se define como la raíz cuadrada del promedio de errores cuadrados. El efecto de cada error es proporcional al tamaño del error cuadrado. Por lo tanto, los errores mayores tienen un efecto desproporcionadamente grande siendo sensible a los valores atípicos [6].

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{n} \left[\frac{z_{max}(x_i) - z_{psi}(x_i)}{z_{PSI}(x_i) - z_{DEM}(x_i)} \right]^2} \quad (5)$$

Donde:

- z_{PSI} indica la altitud a la que se encuentran las principales evidencias sedimentológicas.
 - z_{DEM} es la batimetría en cada celda del dominio computacional.
 - z_{max} es la elevación máxima alcanzada en la simulación en cada punto del dominio computacional.
 - n es el número de evidencias a las que queremos ajustar el modelo.
- d. Realización de simulaciones masivas cambiando el parámetro de E para obtener la curva del RMSE. El valor óptimo corresponderá al mínimo RMSE para cada escenario considerado.

3.2 Software, modelo de ecuaciones y condiciones iniciales.

El software utilizado para las simulaciones numéricas realizadas se denomina DassFlow-2DShallow (Couderc *et al.*, 2013). Es un código numérico escrito en Fortran y paralelizado en MPI (Message Passing Interface) que fue suministrado por la Universidad de Toulouse al director del TFM bajo licencia GNU GPL.

DassFlow es un entorno de trabajo que inicialmente se dedicó a las simulaciones hidráulicas de ríos y está especialmente diseñado para la asimilación de datos variacionales. Todos los archivos fuente están programados en fortran 2003. El modelo está basado en las ecuaciones bidimensionales de aguas someras, también conocidas como ecuaciones de Saint-Venant. Dichas ecuaciones incluyen como términos fuente tanto la pendiente del terreno como los esfuerzos de fricción de Manning. Las variables conservativas son la profundidad del agua, h , y la descarga local, $q = h \cdot u$, donde $u = (u, v)^T$ es el vector de la velocidad promediada en profundidad. Las ecuaciones de conservación de la masa y cantidad de movimiento se resuelven en un dominio computacional $\Omega \in \mathbb{R}^2$ y un intervalo de tiempo $[0, T]$. Las ecuaciones de Saint Venant que se resuelven numéricamente con las condiciones iniciales y de contorno aportadas son:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \text{div}(q) = 0 \quad \text{en } \Omega \cdot [0, T] \quad (6)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \text{div}\left(\frac{q \otimes q}{h} + g \frac{h^2}{2}\right) = -gh \nabla Z_b - g \frac{(n^2 \|q\|)}{h^3} q \quad \text{en } \Omega \cdot [0, T] \quad (7)$$

Donde:

- g es la constante de aceleración de la gravedad.
- Z_b es la elevación del terreno.
- n es el coeficiente de rugosidad de Manning fijado en $0.05 \text{ s m}^{-\frac{1}{3}}$.

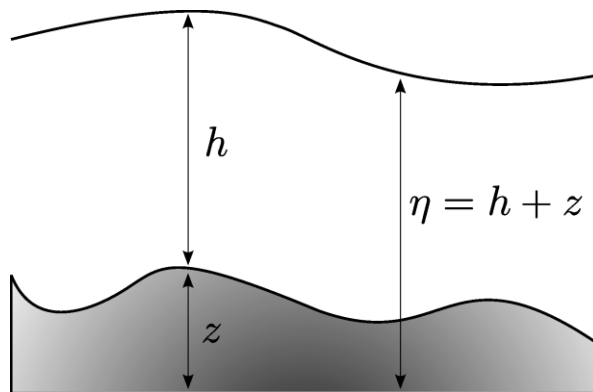


Figura 3-1. Esquema de las variables de las ecuaciones de Saint-Venant. Fuente: Couderc *et al.* (2013).

Las condiciones iniciales impuestas son las de la altura del agua y bloque glaciar a 2100 m (como se ha visto en secciones anteriores) y entrada y salida de caudal nula.

Las ecuaciones descritas anteriormente son resueltas por el método de volúmenes finitos considerando cada celda, estructurada o triangular, del dominio computacional. Se han implementado varios esquemas numéricos con la posibilidad de poder usar un solver de primer o de segundo orden. La estabilidad global y la robustez de los esquemas aseguran un buen tratamiento de los frentes secos o mojados sin límite en la profundidad del agua. Se pueden definir 5 condiciones de contorno diferentes en cualquier parte del dominio computacional.

La Figura 3-1 muestra de forma intuitiva las variables del calado h , la elevación del terreno z y la suma de ambas η .

Las hipótesis más importantes consideradas para la deducción del modelo de Saint-Venant son:

- La pendiente del lecho es pequeña.
- El movimiento entre partículas ocurre en planos horizontales.
- La fuerza de masa que actúa en el plano vertical es la gravedad.
- La curvatura de las líneas de corriente es pequeña, por lo que la distribución de la presión se considera hidrostática.
- No se considerará el efecto del viento sobre la superficie del fluido.

3.3 Directorios del software DassFlow

A continuación, se presenta el listado de directorios que componen DassFlow y los ficheros más relevantes en cada uno de ellos.

- /caso: Es el directorio principal del código. Las condiciones de la simulación se definen en esta carpeta. En este directorio se crea el ejecutable 'exe' y la carpeta de resultados. Los archivos de texto que se encuentran son los siguientes:
 - Input.txt: en él se definen las variables que tienen relación con la malla, parámetros físicos, numéricos y opciones de entrada/salida.
 - m_user_data.f90: Contiene subrutinas de usuario que se usan para definir condiciones iniciales (como por ejemplo la altura de la lámina de agua en los lagos), las condiciones de contorno...

- bc.txt: define las condiciones de contorno en la malla y su tipología.
 - obs.txt: se definen puntos y sección donde monitorizar las variables de la velocidad y calado en función del tiempo.
 - Hydrograph.txt: archivo que contiene los hidrogramas impuestos.
- /cpp: es un directorio donde se ubican los archivos de preprocesado de Fortran.
 - /doc: se proporciona la documentación de software.
 - /libs: se ubican librerías externas que deben compilarse para usarse por el software.
 - /obj: directorio de trabajo donde se hallan los archivos compilados de Fortran.
 - /simu: carpeta que contiene simulaciones preconfiguradas.
 - /souk: contiene programas de usuarios y desarrolladores.
 - /src: contiene todos los archivos fuente de fortran.
 - /tap: Directorio que contiene todos los archivos fuente de Fortran generados automáticamente por Tapenade relacionados con la generación del solver adjunto.
 - /test: contiene casos de chequeo con un archivo m_user_test.f90 configurado.

3.4 Generación de la malla, dominio computacional y condiciones de contorno.

El código de DassFlow permite 3 tipos de malla diferentes con la que puede trabajar. Estas son las siguientes:

- 'basic': malla cartesiana triangular.
- 'dassflow': malla triangular con un formato interno propio.
- 'gmsh': malla desestructurada en formato Gmsh [7]. Se genera con un software gratuito distribuido bajo la licencia de GPLv2.

El tipo de malla que nosotros utilizaremos es 'dassflow'. Generar la malla desde cero es un proceso bastante arduo por lo que se ha recurrido, para la generación de la malla, al software Iber [8] y tras generar la malla desestructurada se procede a darle el formato específico de 'dassflow' a través del software MATLAB [10]. Es importante

recaltar que se ha hecho uso de este software (DassFlow) principalmente por el código abierto que presenta y su posible modificación. El principal problema de esta simulación es representar la evolución temporal del descenso que presenta el bloque glaciar, bloqueando el paso de agua a la altura de Aktash. A continuación, se expondrá el proceso llevado a cabo.

Para comenzar, se delimita el dominio computacional de la simulación. El área computacional utilizada en la simulación se observa en la Figura 3-2. Es la superficie encerrada dentro del perímetro que conforman las líneas presentes. Los diferentes colores de los trazos representados corresponden a un tamaño de malla diferente. El área total del dominio computacional es de 5885 km². Los límites del área computacional han sido establecidos gracias al modelo digital de elevaciones y a una simulación basta, delimitando así el área inundada. La reconstrucción paleohidráulica requiere una resolución espacial bastante alta, con el fin de capturar con precisión la topografía en los lechos por los que transcurre el agua. La malla más fina se encuentra en el valle que conecta las cuencas de Kuray-Chuja ya que se trata de un valle muy confinado y, por lo tanto, se requiere una mayor precisión para capturar adecuadamente la batimetría. En el mapa de la Figura 3-2 este valle confinado, que conecta las dos cuencas principales del estudio, se representa como el área encerrada por las líneas naranjas y tiene una res al de 50 m en ambas direcciones. Las principales cuencas presentan unas resoluciones de 150 m en el caso de Chuja, 100 m para Kuray y la cuenca de Uimon tiene una resolución de 100 m en el área encerrada por las líneas azules oscuro y 150 m en el caso del celeste. El dominio computacional restante, representado en negro, tiene una resolución espacial de 75 m ya que se debe capturar con precisión los calados y velocidades en el trayecto por el que transcurre la inundación. La malla computacional alcanza 2.1 millones de celdas en total para reconstruir fielmente la topografía en la zona de estudio descrita.

El software Iber tiene interfaz gráfica y es bastante sencillo para la generación de la malla desestructurada. Una vez creadas las líneas que delimitan el dominio computacional se les asigna el tamaño de celda que debe poseer cada una y se procede a la creación de dicha malla. La malla utilizada presenta una geometría triangular.

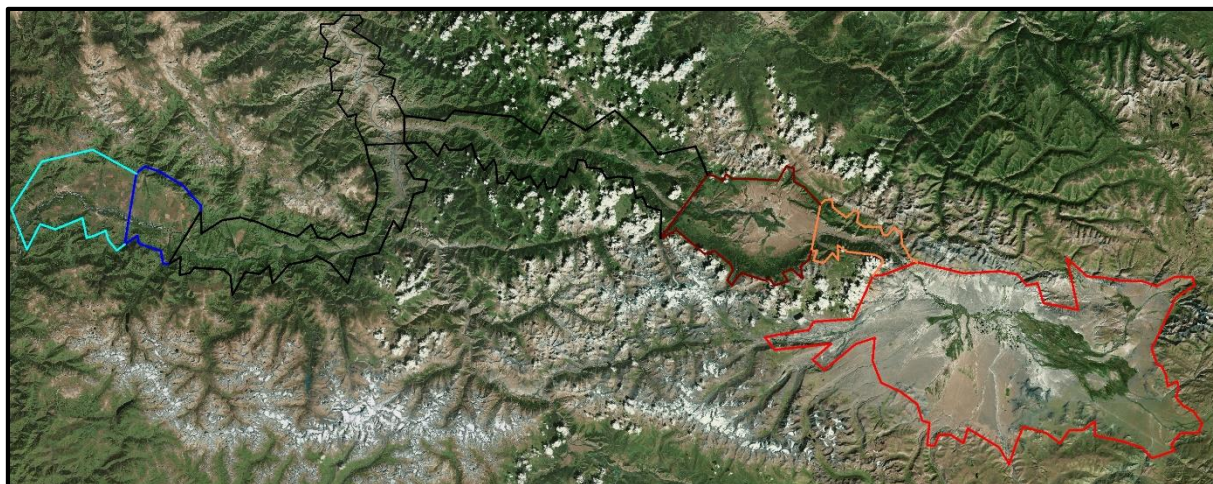


Figura 3-2. Dominio computacional y tamaño de las celdas. 1-Área roja: 150 m; 2-Área naranja: 50 m; 3-Área marrón: 100 m; 4-Área negra: 75 m; 5-Área azul: 100 m; Área celeste: 150 m. Fuente: Elaboración propia.

Una vez creada la malla debemos asignarle a cada nodo la elevación del terreno a través del modelo de elevación del terreno de la NASA 'Shuttle Radar Topography Mission' (SRTM) [9]. Este modelo digital de elevaciones es el más preciso para la zona de estudio que estamos tratando, tiene una precisión de 1 arco-segundo (aproximadamente 30 m). Una vez creada la malla se exporta en formato '.msh'. La estructura de la malla creada se observa en la Figura 3-3. Se compone de dos partes. En la primera se sitúan los nodos, con su correspondiente numeración y la elevación de cada nodo (ver Figura 3-5). Una segunda parte en la que se forman las celdas a partir de los nodos, con su correspondiente numeración y los elementos que componen cada una (ver Figura 3-6).

MESH dimension 3 ElemType Triangle Nnode 3				End Coordinates			
Coordinates				a)	b)		
					Elements		
1	664875.291	5513345.6	2177.23348		1	1062861	1062816 1062886 3
2	664907.584	5513438.36	2177.84486		2	1061387	1061343 1061378 3
3	664774.31	5513342.56	2177.08332		3	1060095	1060058 1060105 3
4	664811.292	5513494.03	2169.96553		4	1062115	1062072 1062108 3
5	664720.662	5513445.91	2170.28765		5	1060718	1060679 1060729 3
6	664939.877	5513531.12	2178.23149		6	1059499	1059461 1059509 3
7	664673.329	5513339.52	2176.40659		7	1062488	1062441 1062481 3
8	664859.688	5513611.04	2166.69566		8	1061039	1060996 1061054 3
9	664619.681	5513442.87	2170.94388		9	1059795	1059760 1059796 3
10	664972.17	5513623.88	2173.95129		10	1061745	1061704 1061743 3
11	664687.776	5513578.78	2162.33413		11	1060404	1060366 1060412 3
12	664572.347	5513336.48	2174.41799		12	1059212	1059176 1059217 3
13	664908.773	5513694.37	2163.87673		13	1062673	1062625 1062670 3
14	664511.047	5513425.45	2168.17191		14	1061207	1061165 1061216 3
15	664783.271	5513723.75	2160.72627		15	1059943	1059908 1059944 3
16	665004.463	5513716.64	2166.68965		16	1061927	1061884 1061920 3
17	664471.366	5513333.44	2171.86173		17	1060559	1060522 1060571 3
18	664916.552	5513785.27	2157.47745		18	1059355	1059318 1059357 3
19	664428.171	5513425.31	2166.69706		19	1062297	1062254 1062293 3
20	664459.447	5513552.65	2161.1141		20	1060876	1060839 1060879 3
21	665036.756	5513809.4	2157.81781		21	1059646	1059608 1059647 3
22	664370.385	5513330.4	2170.48052		22	1061564	1061521 1061557 3

Figura 3-3. Estructura de la malla generada por Iber. Fuente: Elaboración propia.

Una vez generada la malla en formato ‘.msh’ se procede a transformarla a formato ‘dassflow’, el cual posee una extensión ‘.geo’. Esta transformación se lleva a cabo a través de una serie de scripts de Matlab [10]. Los dos scripts más importantes son ‘malla.m’ y ‘geo2dassflow.m’. El primero de ellos lee y guarda los datos de la malla proporcionada por Iber en formato ‘.msh’. El código del script ‘malla.m’ se puede ver en el anexo 1. La Figura 3-4 muestra una ampliación de la malla generada en la cuenca de Chuja.

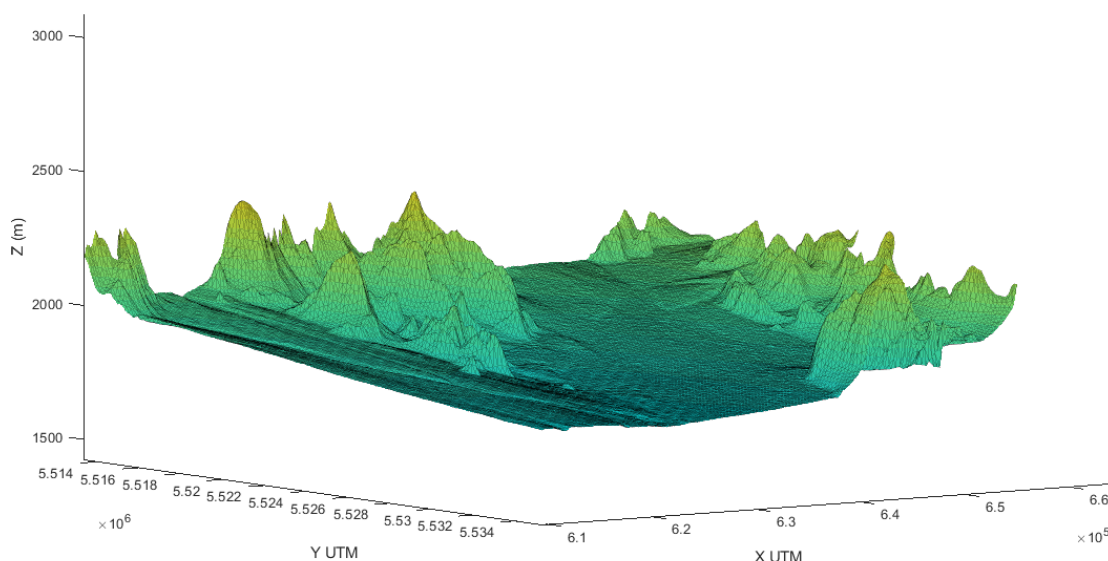


Figura 3-4. Ampliación de la malla generada en la cuenca de Chuja (Coordenadas UTM 45N). Fuente: *Elaboración propia.*

El script ‘geo2dassflow.m’, ayudándose de los scripts restantes, es el que escribe el archivo de texto en el formato deseado. El script completo se encuentra en el anexo 2 y ha sido elaborado específicamente en este TFM para tal fin.

El formato final de la malla necesaria, para su lectura en el código fuente de DassFlow, se compone de varios apartados que se explican a continuación.

- I. **Listado de nodos.** Al inicio del documento de texto viene especificado el número de nodos y celdas del que se compone la malla. Acto seguido se presenta el listado de nodos, en el cual se especifica la numeración de cada nodo, su posición en coordenadas UTM X e Y en metros y la elevación de cada uno de los nodos igualmente en metros. La Figura 3-5 muestra el comienzo del archivo ‘.geo’.
- II. **Listado de Celdas.** Inmediatamente finalizado el listado de los nodos comienza el de las celdas. Este se compone por el número de identificación de

cada celda, los vértices que componen dicha celda, un parámetro booleano que servirá para identificar donde se encuentra situado el bloque de hielo con el fin de fijar la elevación deseada tanto en el instante inicial como su evolución temporal. Por último, se especifica la elevación de cada celda. Esta elevación es la media ponderada de los vértices que componen la celdilla. Es importante recalcar que el formato de malla de 'dassflow' se compone de 4 vértices, mientras que la malla generada es triangular. Por lo tanto, se hace necesario repetir un vértice de entre los tres. En la Figura 3-6 se observa el formato del listado de celdas descrito anteriormente.

III. **Condiciones de contorno.** Para finalizar el archivo de malla es necesario indicar que tipo de condiciones de contorno existen en el perímetro de la malla. Las 3 condiciones de contorno existentes son de entrada o salida del flujo y de pared (no puede entrar ni salir flujo por ese contorno). En el caso de nuestras simulaciones disponemos de dos tipos de condiciones de contorno. La primera se sitúa aguas abajo del río Katun y es una condición de salida. A todas las celdas restantes se les asigna condición de pared. El tipo de condiciones de contorno se define en el fichero 'bc.txt' descrito en el apartado anterior. En el caso de nuestra simulación las condiciones de contorno de salida son de tipo 'homogeneous Neumann' [11], lo que implica que a la salida imponemos un flujo supercrítico. En el fichero '.geo' se indica primero el número de celdas con dichas condiciones de contorno, a continuación la numeración de cada condición, el eje que se toma para esa condición, el tipo de condición y finalmente la elevación que tiene la celda donde se aplican dichas condiciones. En la Figura 3-7 se contempla el formato descrito.

```
#Caso
1077726 2138687      1
#Lista de nodos
  1 664875.29100000 5513345.60000000 2177.23348000
  2 664907.58400000 5513438.36000000 2177.84486000
  3 664774.31000000 5513342.56000000 2177.08332000
  4 664811.29200000 5513494.03000000 2169.96553000
  5 664720.66200000 5513445.91000000 2170.28765000
  6 664939.87700000 5513531.12000000 2178.23149000
  7 664673.32900000 5513339.52000000 2176.40659000
  8 664859.68800000 5513611.04000000 2166.69566000
  9 664619.68100000 5513442.87000000 2170.94388000
 10 664972.17000000 5513623.88000000 2173.95129000
```

Figura 3-5. Inicio del archivo de malla. Listado de nodos. Fuente: *Elaboración propia.*

#Lista de celdas

1	1062861	1062816	1062886	1062861	0	1051.78639000
2	1061387	1061343	1061378	1061387	0	1037.27129000
3	1060095	1060058	1060105	1060095	0	1173.57803333
4	1062115	1062072	1062108	1062115	0	1053.27567333
5	1060718	1060679	1060729	1060718	0	1072.68364000
6	1059499	1059461	1059509	1059499	0	1208.71190667
7	1062488	1062441	1062481	1062488	0	1031.03247667
8	1061039	1060996	1061054	1061039	0	1037.64997667
9	1059795	1059760	1059796	1059795	0	1308.92524000
10	1061745	1061704	1061743	1061745	0	1071.57134000

Figura 3-6. Listado de celdas. Fuente: *Elaboración propia*.

#Condiciones de contorno	WALL	16684	0	
INLET	0	0	1983021	1 3 2177.53917000
OUTLET	79	0	1983021	3 3 2177.15840000
611331	1	2	901.96029100	1 3 2178.03817500
611892	1	2	933.99389650	1 3 2176.74495500
611694	1	2	959.65180050	1 3 2176.09139000
611932	3	2	965.63436800	1 3 2175.41229000
610186	1	2	950.79158100	1 3 2170.32047000
611704	1	2	932.57588700	1 3 2173.13986000
611343	1	2	923.44272850	1 3 2162.25373000
612119	1	2	915.46548850	1 3 2171.17112500
610606	1	2	894.39903350	1 3 2154.86234500
611804	1	2	869.14146500	1 3 2171.76135500
611520	1	2	858.38403350	1 3 2148.92413000
612216	1	2	858.18238000	1 3 2174.29609000
610524	1	2	850.32231950	1 3 2143.78988500
611754	1	2	826.04625900	1 3 2175.26887000
611432	1	2	798.38830650	1 3 2138.34382500

Figura 3-7. Listado condiciones de contorno. Fuente: *Elaboración propia*.

Herget (2005) y Rudoy (2002) propusieron, en base a la orientación de los campos de dunas y a la dinámica seguida por el flujo en los lagos, que la rotura del glaciar podría haberse producido solo en la zona más hacia el sur de Aktash, donde el glaciar posiblemente era más débil. En este trabajo se ha llevado a cabo también esa consideración (escenario II), para la cual ha sido necesario la implementación de 2 variables booleanas en el archivo de malla para su utilización con posterioridad en el código fuente de Fortran. La primera variable booleana corresponde al bloque completo de hielo, la cual será utilizada solo en el instante inicial y se le impondrá una elevación de 2100 m (elevación máxima alcanzada por el agua). La otra variable booleana corresponde a la porción de glaciar que descenderá con el paso del tiempo. Esta segunda variable booleana se ha colocado justo después de la elevación de las celdas. En la Figura 3-8 se puede observar esta modificación realizada.

#Lista de celdas

1	1062861	1062816	1062886	1062861	0	1051.78639000	0
2	1061387	1061343	1061378	1061387	0	1037.27129000	0
3	1060095	1060058	1060105	1060095	0	1173.57803333	0
4	1062115	1062072	1062108	1062115	0	1053.27567333	0
5	1060718	1060679	1060729	1060718	0	1072.68364000	0
6	1059499	1059461	1059509	1059499	0	1208.71190667	0
7	1062488	1062441	1062481	1062488	0	1031.03247667	0
8	1061039	1060996	1061054	1061039	0	1037.64997667	0
9	1059795	1059760	1059796	1059795	0	1308.92524000	0
10	1061745	1061704	1061743	1061745	0	1071.57134000	0

Figura 3-8. Lista de celdas modificada. 2 variables booleanas. Fuente: *Elaboración propia*.

3.5 Configuración de la simulación

Una vez que se tiene la malla en el formato requerido por DassFlow se deben configurar diferentes archivos que se detallarán a continuación antes de lanzar cualquier simulación.

3.5.1 Archivo input.txt

En el anexo 3 se encuentra un ejemplo de una simulación realizada durante el estudio, cuyo código está escrito en lenguaje Fortran. En este fichero, cómo se comentó en apartados anteriores, se configuran los parámetros físicos, numéricos y de control de la simulación. Respecto al código inicial se ha añadido la implementación del descenso bloque de hielo mediante una tasa de incisión constante. A continuación, se detalla cada uno de los parámetros presentes en el fichero.

- Tipo de malla y nombre. Se selecciona malla tipo 'dassflow' y el nombre con el que la hemos nombrado. En nuestro caso AltaiUimon.geo.
- Parámetros de la simulación:
 - **ts**. Tiempo total de la simulación (en segundos). En el ejemplo del anexo 3 360000 s (100 h).
 - **dt**. Paso de tiempo fijado. Este parámetro tiene poca importancia porque el paso de tiempo no se fijará.
 - **Dtw**. Intervalo de tiempo para los resultados de salida.
 - **Dta**. Intervalo de tiempo para generar los hidrogramas y parámetros hidráulicos en las secciones y puntos seleccionados respectivamente.

- Proceso de rotura de presa:
 - **tbreach**. Tiempo (en horas) para que el bloque de hielo llegue a la altura de lecho. En el caso del ejemplo del anexo 3 se establece un tiempo de 48 horas.
 - **hice**. Cota inicial del bloque de hielo.
 - **Hbed**. Altura media del lecho en el tramo del bloque de hielo. Se fija a 1100 metros para todas las simulaciones.
- Parámetros numéricos:
 - **temp_scheme**. Esquema temporal elegido. En nuestro caso utilizaremos el esquema de primer orden de Euler, pero podemos elegir entre 3 esquemas diferentes:
 - 'euler'. De primer orden.
 - 'rk2'. De tipo Runge-Kutta. De primer orden también.
 - 'imex'. De segundo orden.
 - **spatial_scheme**. Esquema espacial escogido para integrar en espacio. Para las simulaciones se ha elegido el esquema 'first_b1', pero se pueden escoger los siguientes (vienen explicados en el manual de DassFlow (Couderc *et al.*, 2013):
 - 'first'
 - 'frist_b1'
 - 'first_b2e'
 - 'first_b2i'
 - 'muscl'
 - 'muscl_b1'
 - **Adapt_dt**. 0 si se fija el paso de tiempo y 1 si el paso de tiempo es calculado en cada paso temporal. En nuestro caso siempre se calcula en cada paso temporal de forma automática en cada intervalo de tiempo dependiendo de las velocidades del flujo.
 - **Cfl**. Numero de CFL entre 0 y 1. En nuestro caso lo fijamos en 0.9
 - **heps**. Profundidad límite de la lámina de agua que puede ser útil para estabilizar esquemas. En nuestro caso se fija a 0.01 m.
 - **fricción**. Si consideramos la fricción provocada por el terreno, es decir, el término de fricción de Manning-Stricker en las ecuaciones de aguas someras. Un '1' significa que sí lo consideramos.

- Parámetros físicos.
 - **g**. Aceleración gravitacional. $9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$.
- Tipos de archivos de salida (1 activan este formato de salida y 0 lo desactivan).
 - **w_tecplot**. Formato de Tecplot ASCII. Para el posprocesado utilizaremos este tipo de formato. Por lo tanto, en el ejemplo ponemos un 1.
 - **w_vtk**: archivos de salida en formato VTK.
 - **w_exact**. Proporciona la solución exacta que debe de ser incorporada en el archivo m_user_data.f90.
 - **w_obs**: proporciona los archivos de los resultados de los puntos prescritos en obs.txt.

3.5.2 Archivo bc.txt

Este archivo indica el número y tipo de condiciones de contorno, las cuales están explicadas ampliamente en la guía de DassFlow (Couderc *et al.*, 2013). En todas las simulaciones realizadas en el proyecto se han tomado dos tipos de condiciones de contorno. Una condición de pared y otra de salida tipo 'transm' que es la condición de contorno de Neuman [11]. En el anexo 4 se encuentra el código de este archivo usado en las simulaciones.

3.5.3 Archivo obs.f90

Este archivo define los puntos y líneas en los cuales se requiere obtener resultados de salida con una frecuencia temporal prescrita. En el anexo 5 se observa el fichero utilizado en las simulaciones, donde se han monitorizado 184 puntos y 11 secciones a lo largo del dominio computacional. Estos puntos corresponden a localizaciones de formaciones sedimentológicas de interés, algunas de ellas descritas en el apartado 2 de este proyecto. Para los puntos aislados se deben introducir las coordenadas cartesianas, X e Y, de cada localización y el periodo de tiempo en el que se desea muestrear. Por otro lado, para las secciones de interés en las cuales se requiere conocer el caudal en función del tiempo, se deben especificar las coordenadas X e Y de los puntos extremos de la línea, así como el tiempo de muestreo.

3.5.4 Archivo m_user_data.f90

Este archivo contiene funciones de usuario para definir variables del modelo constantes, condiciones iniciales, condiciones de contorno y soluciones exactas. En el anexo 6 se observa el código utilizado en las simulaciones realizadas.

- Elevación del lecho y coeficiente de Manning-Strickler. Se Asigna en las posiciones 'x' e 'y' la batimetría y el coeficiente de Manning deseados por el usuario. La batimetría especificada en este apartado no es utilizada por el código ya que puesto se emplea la del modelo digital de elevación aportada en la malla. El coeficiente de rugosidad de Manning si se debe aportar en este fichero. Se ha utilizado un coeficiente de rugosidad de $0.05 \text{ s m}^{-\frac{1}{3}}$, determinado para un tamaño de grano medio de 0.035 m de acuerdo con Carling (1996b).
- Condiciones iniciales.
 - Zs: Elevación inicial del calado más la batimetría (Figura 3 1) en los puntos x e y. Es una de las funciones más importantes de la simulación pues nos indica la altura del agua bloqueada inicialmente en los lagos. En nuestro caso será de 2100 m. Para indicarle cuales son las celdas en las que se debe introducir esta condición, se crea una simple sentencia condicional en la cual se indica la línea límite de la lámina de agua. Si las coordenadas de los puntos están a la derecha de esta línea se le asigna una Zs de 2100 m. Si por el contrario esta zona no estaba inundada en el inicio de la simulación se deja la batimetría. De esta forma, inicialmente las cuencas de Kuray-Chuja se encuentran totalmente inundadas por el agua. El código utilizado se puede ver en el anexo 6.
 - Condiciones iniciales de velocidad. Se asigna velocidad nula en todo el dominio computacional puesto se parte del reposo.
 - Condiciones de contorno de los flujos de entrada y salida. No existe entrada en las simulaciones realizadas. En la única salida que existe al inicio de la simulación el flujo inicialmente es cero, por lo tanto, se le asigna un valor nulo.

3.5.5 Adaptación del código fuente para simulación de la evolución temporal del descenso de la presa de hielo.

Se han realizado una serie de modificaciones en el código para la adaptación del descenso del bloque de hielo con el paso del tiempo simulado. En el apartado 3.4 se especificó en el fichero de la malla una variable booleana, en el caso de que todo el bloque de hielo descendiera, que servía para especificar las celdas en las cuales existía el bloque de hielo (en caso que la variable tomase el valor de 1). Si solo descendía una parte del glaciar (escenario II) se escribían 2 variables booleanas, la primera de ellas servía para indicar la extensión del bloque de hielo y su inicialización a una cota de 2100 m. Mientras que la segunda variable indicaba la fracción del bloque que descendía con el paso del tiempo. Dependiendo del caso considerado, las modificaciones al código fuente son diferentes.

La evolución temporal de la altura del glaciar, de la cual se infiere la tasa de incisión, es el objeto principal del presente estudio. Se determinará el rango óptimo de la tasa de incisión del hielo que satisface que todas las evidencias sedimentológicas del valle de Chuja fueron inundadas cuando la inundación se desarrolló y propagó a lo largo de dicho valle. En la Figura 3-9 se muestra la configuración inicial de las simulaciones realizadas.

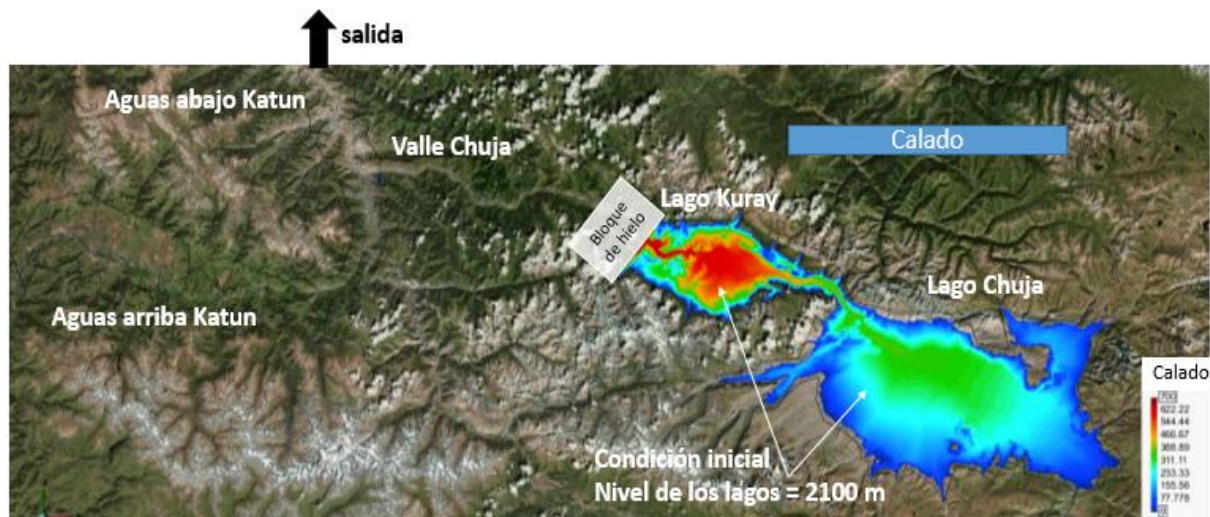


Figura 3-9. Configuración inicial de las simulaciones. Fuente: *Elaboración propia*.

3.5.5.1 Rotura total de la presa de hielo.

En el directorio de 'src/sw_mono' existe un archivo de inicialización en el cual debemos modificar la batimetría en la zona que se encontraba el glaciar en el instante inicial (ver Figura 3-9). Como se vio en apartados anteriores, la cota máxima alcanzada por el agua fue de 2100 m. Por lo tanto, el glaciar ascendía hasta una altura de 2100 metros como mínimo. Entre la línea 206 y 223 del script de 'inicializacion.f90' (ver anexo 7) existe un bucle que recorre cada celda de la malla desestructurada. Se escribió una línea de código (ver Figura 3-10) que modifica la batimetría de la malla en la en las celdas pertenecientes al bloque de hielo ('bathy_boole' es la variable booleana que indica el bloque de hielo, es leída en el directorio '/src/base/input.f90'). Esta línea de código establece la batimetría a la altura del bloque de hielo si esta era inferior y la deja igual si, por el contrario, era mayor.

```
209      dof%zb(i) = bathy_boole(i) * max ( hice , bathy_cell(i) ) &
210      + ( 1.0_rp - bathy_boole(i) ) * bathy_cell(i) ! modificado
```

Figura 3-10. Línea de código para la inicialización de la topografía del bloque de hielo presente en la mega-inundación. Fuente: *Elaboración propia.*

Una vez que el bloque de hielo está inicializado a la altura deseada se debe de ir modificando con el paso de tiempo de una forma constante. Se modifica en el fichero que indica el esquema numérico utilizado. En el presente proyecto el esquema utilizado siempre ha sido el mismo. Este esquema es 'first_b1'. Por lo tanto, el fichero en el cual se ha modificado la evolución temporal del descenso del bloque de hielo se encuentra en el directorio '/src/sw_mono/euler_time_step_first_b1.f90'. En la línea 278 y 279 (ver Figura 3-11) de este fichero se modifica la evolución temporal de la altura del bloque de hielo. Esta evolución temporal está sujeta principalmente a la variable 'tbreach', la cual indica el tiempo que tarda el bloque de hielo en descender hasta la altura de la batimetría. Por lo tanto, si este tiempo es pequeño significa que el bloque de hielo desciende bruscamente y, por el contrario, si este tiempo es elevado el descenso del bloque de hielo es más paulatino.

```
278      dof%zb(i) = bathy_boole(i) * max ( hbed + (hice-hbed) * ( 1._rp - tc / (3600._rp*tbreach) ) , bathy_cell(i) )&
279      + ( 1.0_rp - bathy_boole(i) ) * bathy_cell(i) ! modificado
```

Figura 3-11. Línea para la modificación de la elevación de la presa de hielo con el paso del tiempo. . Fuente: *Elaboración propia.*

3.5.5.2 Rotura parcial de la presa de hielo.

El archivo de inicialización ‘inicializacion.f90’ es el mismo que el apartado 3.5.5.1 pues al comienzo de la simulación la presa de hielo está entera y la primera variable booleana es exactamente la misma que en apartado anterior. El archivo que sí se modifica es el que está en la dirección ‘/src/sw_mono/euler_time_step_first_b1.f90’. En este caso se ha definido otra variable booleana, llamada ‘bathy_boole2’, en la cual se encuentran las celdas de la mitad inferior de la presa. Estas nuevas celdas son las que sufren el descenso de la batimetría hasta alcanzar la del modelo digital de elevaciones. El código modificado se encuentra entre las líneas 252 y 261 (ver Figura 3-12). Se puede ver el código entero en el anexo 8.

```

252      if (bathy_boole(i) == bathy_boole2(i)) then !modificado
253
254          dof%zb(i) = bathy_boole2(i) * max ( hbed + (hice-hbed) * ( 1._rp - tc / (3600._rp*tbreach) ) , bathy_cell1(i) ) &
255          + ( 1.0_rp - bathy_boole2(i) ) * bathy_cell1(i) ! modificado para que baje el nuevo bloque
256
257      else
258
259          dof%zb(i) = hice !2100 metros
260
261      end if

```

Figura 3-12. Modificación del código para rotura parcial de la presa de hielo. Fuente: *Elaboración propia.*

4	RESULTADOS	56
4.1	RANGO DE LA TASA DE INCISIÓN (E) ÓPTIMA.	56
4.2	DINÁMICA DE LA MEGA-INUNDACIÓN EN LOS VALLES KURAY Y CHUJA.	58
4.3	PROCESO DE DRENAJE DE LOS LAGOS CHUJA-KURAY	65
4.4	FORMACIÓN DE LOS CAMPOS DE DUNAS DE GRAVA EN LAS CUENCAS DE KURAY-CHUJA.	70
4.4.1	<i>Campo de dunas de Baratal</i>	74
4.4.2	<i>Campo de dunas de Aktru</i>	74
4.4.3	<i>Campo de dunas de Kuray</i>	75
4.4.4	<i>Campo de dunas Chagan-Uzun</i>	76
4.4.5	<i>Campo de dunas Kam-Sugi</i>	77
4.5	SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS ENTRE LOS ESCENARIOS I (BRECHA COMPLETA) Y II (BRECHA PARCIAL).....	79

Los resultados descritos en este TFM han sido enviados a publicar a la prestigiosa revista Earth-Science Reviews:

Bohorquez, P., Jimenez-Ruiz, P.J, Carling, P.A, 2019. Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. Earth Sci-Rev.

4 RESULTADOS

4.1 Rango de la tasa de incisión (E) óptima.

Como se comentó en el apartado 1.3 del presente proyecto se han modelado tres escenarios posibles para la rotura de la presa de hielo que dio lugar a la mega-inundación. En los dos primeros escenarios se ha impuesto una cota de agua en las cuencas Kuray-Chuja de 2100 m, diferenciándose ambos casos en la extensión que abarcó la brecha formada. En tercer escenario considera solo el drenaje del lago Kuray a una cota del agua de 1650 m. Este tercer escenario ha sido descartado para la reconstrucción de la inundación más severa (estudiada en este proyecto), la cual provocó las grandes formaciones sedimentológicas aguas abajo de las cuencas de Kuray-Chuja, debido a la escasa inundación que provocaba en comparación con la cota alcanzada por las evidencias sedimentológicas registradas.

Siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 1.3, tras la realización de simulaciones masivas para distintas tasas de incisión sobre la presa de hielo, desde 1 hasta 100 dam h^{-1} , se han minimizado los errores asociados entre la elevación de la cota de agua simulada y las alturas de las evidencias sedimentológicas registradas (depósitos de remanso) para proporcionar el mínimo valor del RMSE (%) en los distintos escenarios estudiados. Los depósitos de remanso considerados para la minimización son los tres más cercanos al final del valle de Chuja debido a lo confinado de dicho valle y a las alturas límite que presentan. La minimización del RMSE para los diferentes escenarios se observa en la Figura 4-1b donde, los valores óptimos para la tasa de incisión (E) son 2.8 y 4.2 dam h^{-1} para el primer y segundo escenario respectivamente. El RMSE del escenario III no desciende del 9 % debido a que no se llegan a inundar los depósitos de remanso más elevados. Por lo tanto, se descarta la posibilidad de que ese escenario produjese una inundación de la magnitud requerida.

La Figura 4-1a muestra una vista de la sección longitudinal de la elevación máxima del agua simulada para el escenario I para diferentes tasas de incisión sobre la presa de hielo ($1-100 \text{ dam h}^{-1}$). En el escenario I, si la tasa de incisión es menor de 2.8 dam h^{-1} los depósitos de remanso no se inundan, por lo tanto el RMSE crece rápidamente. Si por el contrario la tasa de incisión crece por encima de 2.8 dam h^{-1}

la cota de agua alcanzada por la inundación también crece rápidamente y, en consecuencia, en la Figura 4-1.b se observa que crece el error debido al excesivo crecimiento de la magnitud de la inundación. El escenario II es análogo al I pero su tasa de incisión óptima es de 4.8 dam h^{-1} debido a que la sección de paso es menor que el considerado en el escenario I.

En resumen, tanto el escenario I como el II son igualmente plausibles. Se infiere que un escenario intermedio entre los comentados anteriormente es totalmente factible. Por lo tanto, el rango de valores óptimos para la tasa de incisión sobre el glaciar debió estar comprendido entre 2.8 y 4.2 dam h^{-1} .

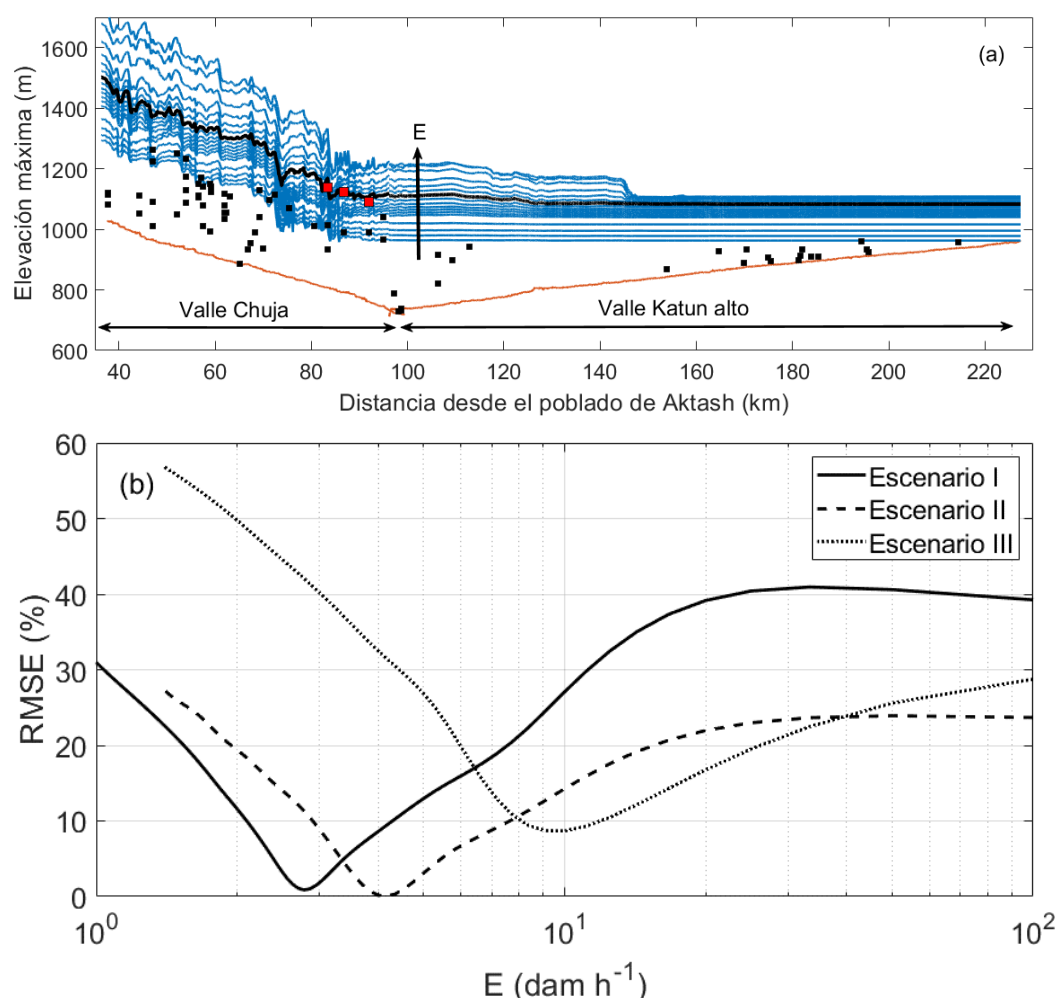


Figura 4-1. En la figura 4-1a se observa la elevación máxima aguas abajo de la presa de hielo en el escenario I para valores en la tasa de incisión comprendidos entre 1 y 100 dam h^{-1} . Los recuadros rojos marcan las cotas de agua alcanzadas por los depósitos de remanso, para inferir la tasa de incisión óptima de $E = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$. La línea sólida muestra la elevación máxima para la solución óptima. La figura 4-1b muestra los valores óptimos de la tasa de incisión sobre la presa de hielo que minimizan el error en los tres escenarios diferentes. Fuente: *Elaboración propia*.

4.2 Dinámica de la mega-inundación en los valles Kuray y Chuja.

En la Figura 4-2 se contemplan los mapas de calado en distintos instantes de tiempo para la mega-inundación producida en las montañas de Altai considerando que la brecha producida en el glaciar abarca todo el ancho de dicho bloque (escenario I). En la Figura 4-3 se muestra una vista unidimensional de la sección longitudinal a lo largo de los lagos y valles estudiados en el dominio computacional. Se muestra tanto la cota de la lámina de agua como la batimetría para diferentes instantes temporales.

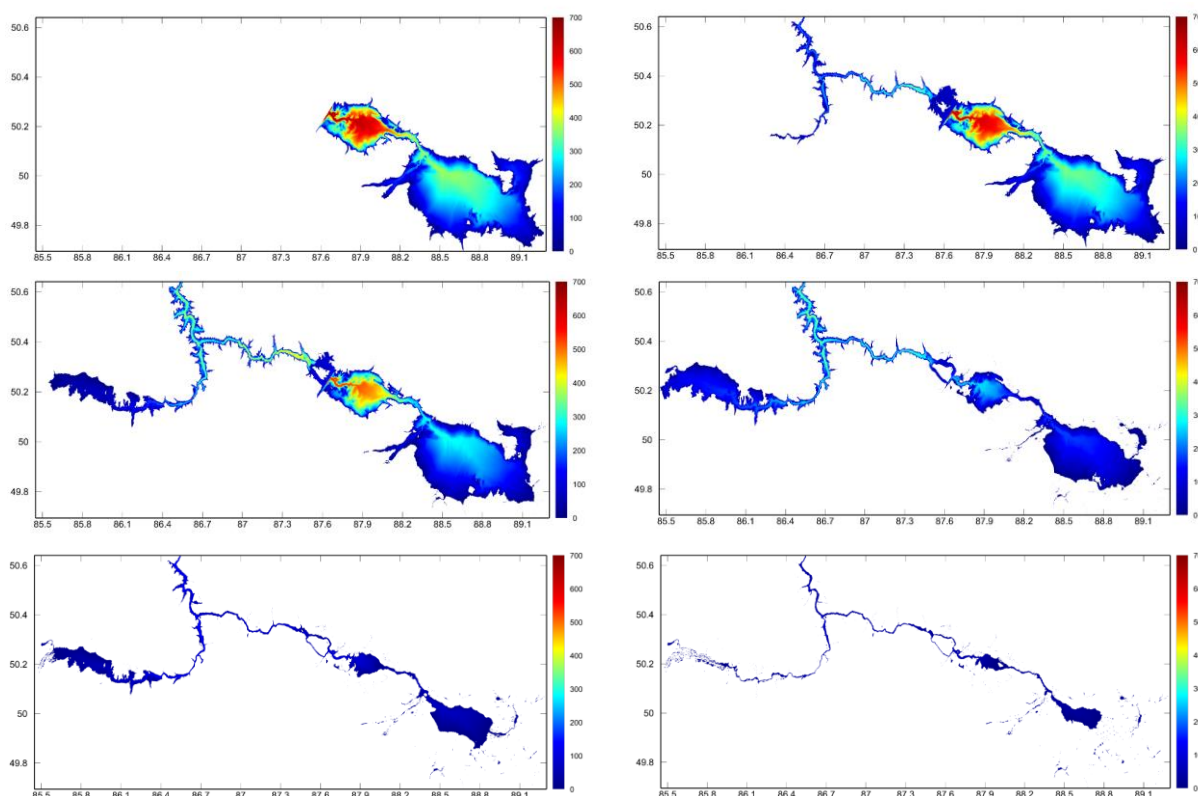


Figura 4-2. Instantáneas de los mapas del calado en diferentes instantes de tiempo para el escenario I (valor óptimo de $E = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$) : (a) 0, (b) 5, (c) 10, (d) 20, (e) 40 y (f) 60 h. Coordenadas en grados.

Fuente: *Elaboración propia.*

Inicialmente, antes del drenaje de las cuencas, se observa el calado y cota de la lámina de agua presentes en los lagos Kuray-Chuja (ver Figura 4-2 a y Figura 4-3a). La cota de la lámina de agua se mantiene constante en ambos lagos en 2100 m, mientras que el calado varía en función de la topografía presente en dichos lagos alcanzándose unos máximos de 685 y 383 m en Kuray y Chuja, respectivamente. La presa de hielo con una cota de 2100 m contenía el volumen de agua (607 km^3 según Herget (2005) o 594 km^3 Carling (2010)) acumulada en dichos lagos (ver Figura 1-2). Se han considerado diversas secciones de paso más relevantes para evaluar el

hidrograma y su evolución espacial a lo largo del valle y en función del tiempo de drenaje (ver Figura 4-4).

Debe el lector percatarse que en un tiempo inferior a 2.5 horas tras el comienzo del drenaje de los lagos Kuray-Chuja (Figura 4-2b), la inundación se propagó completamente a través del valle Chuja, alcanzando la confluencia con Katun, anegando parte de este valle y comenzado el llenado del lago Uimon. Tras 5 horas (Figura 4-2b y Figura 4-3a) ambos valles y los 3 lagos, considerados en este estudio, estaban inundados debido a que parte del volumen desalojado por los lagos principales drenó a través de su cauce natural (aguas abajo del río Katun tras la confluencia), pero otra parte de ese volumen ascendió aguas arriba de Katun, superando el desnivel presentado por la topografía a causa de la energía cinética y potencial presente en el fluido tras la rotura de la presa.

A las 10.5 horas desde el comienzo del drenaje se alcanzan los valores máximos para la cota de agua en el valle confinado de Chuja (ver Figura 4-2c y la línea gris de color menos intenso de la Figura 4-3a) inundándose las principales evidencias sedimentológicas que indican la máxima altura que alcanzó el agua (depósitos de remanso más elevados). En este momento de la etapa de drenaje, el caudal que discurre por el valle de Chuja es de $10.5 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$ y el volumen contenido en los lagos de Kuray-Chuja ha descendido hasta el 55 % de su capacidad inicial (ver Figura 4-5), el lago Uimon no ha alcanzado todavía su máximo nivel de agua. Los diferentes caudales existentes en este instante de tiempo son máximos en todas las secciones consideradas. El caudal que se evacua aguas abajo del valle Katun (aproximadamente $8.3 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$) más el que entra al lago Uimon (aproximadamente $2.2 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$) aguas arriba del valle Katun, es el que se desaloja a través del valle de Chuja ($10.5 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$). Estos resultados (ver Figura 4-4) son plenamente coherentes debido a que debe conservarse la masa de agua a lo largo del recorrido descrito por el flujo.

Es de especial interés lo que acontece a lo largo del valle de Chuja dado que los hidrogramas situados en el comienzo del valle (tras la presa de hielo) y cerca de la confluencia con el valle Katun son prácticamente los mismos (Figura 4-4). Por lo tanto, se puede inferir que el flujo a lo largo de dicho valle fue uniforme, independientemente del instante de tiempo y de la magnitud de la descarga. Se

observa también que el crecimiento del hidrograma, también conocida como curva de concentración, y el decrecimiento de dicha curva en las secciones del valle de Chuja se produce de forma gradual. Esto es debido a la incisión progresiva sufrida por la brecha en la presa de hielo ($2.8-4.2 \text{ dam h}^{-1}$). Por el contrario, si se produce una rotura súbita ($E > 20 \text{ dam h}^{-1}$) se origina un crecimiento súbito sobre la curva de concentración que se ve atenuada aguas abajo (Bohorquez et al., 2016). Esta inundación abrupta implica unas profundidades de láminas de agua irreales respecto de los indicadores sedimentológicos (depósitos de remanso) que se encuentran aguas abajo de la posición de la presa de hielo glaciar.

En el instante de tiempo en el que se alcanzó el caudal pico, así como el calado máximo, se desarrolló un fenómeno único de la inundación en el valle de Chuja. Primero, las tres evidencias sedimentológicas más elevadas, situadas al final del tramo del valle de Chuja, fueron inundadas (ver en la Figura 4-3a los cuadros rojos y la línea gris claro). Segundo, la pendiente en el lecho, aguas abajo del primer depósito de remanso y situado a una distancia de 266 km, era escarpada. El nivel de agua osciló a lo largo de 10 km tras este primer sedimento de remanso permitiendo la inundación de los otros dos depósitos de remanso que marcan la elevación máxima de la lámina de agua alcanzada durante la inundación. El análisis del parámetro adimensional de Froude,

$$Fr = \frac{|u|}{g h}, \quad (8)$$

muestra oscilaciones alrededor del Froude crítico en el lado opuesto donde se encuentra el primer sedimento de remanso estudiado (cerca del punto 32 en la tabla A1 proporcionada por Herget (2005)).

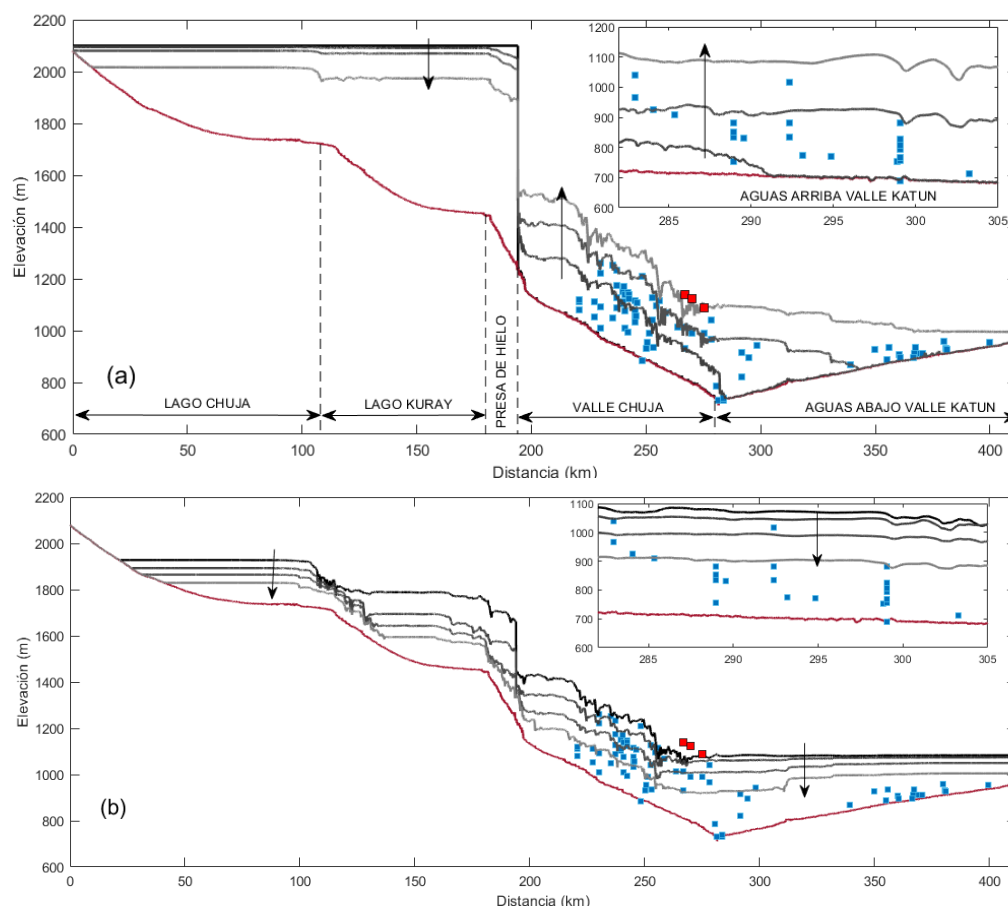


Figura 4-3. Sección longitudinal unidimensional de la cota de agua en diferentes instantes de tiempo para el escenario I: (4-3a) 0.75, 5 y 10.5 h; (4-3b) 18, 22, 26 y 33 h, la batimetría (línea roja) presente en la zona y las evidencias sedimentológicas (en rojo los 3 depósitos de remanso más representativos). El recuadro dentro de las figuras representa la zona de Katun situada aguas abajo a partir de la confluencia. Fuente: *Elaboración propia*.

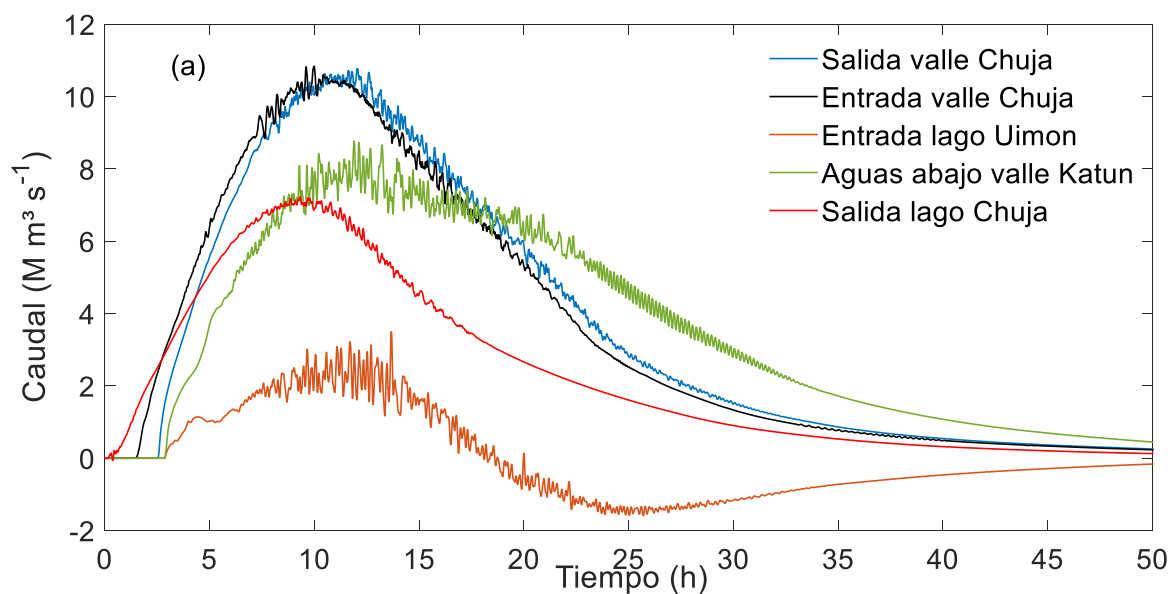


Figura 4-4. Caudal simulado en varias de las secciones más representativas en la inundación para el escenario I. Fuente: *Elaboración propia*.

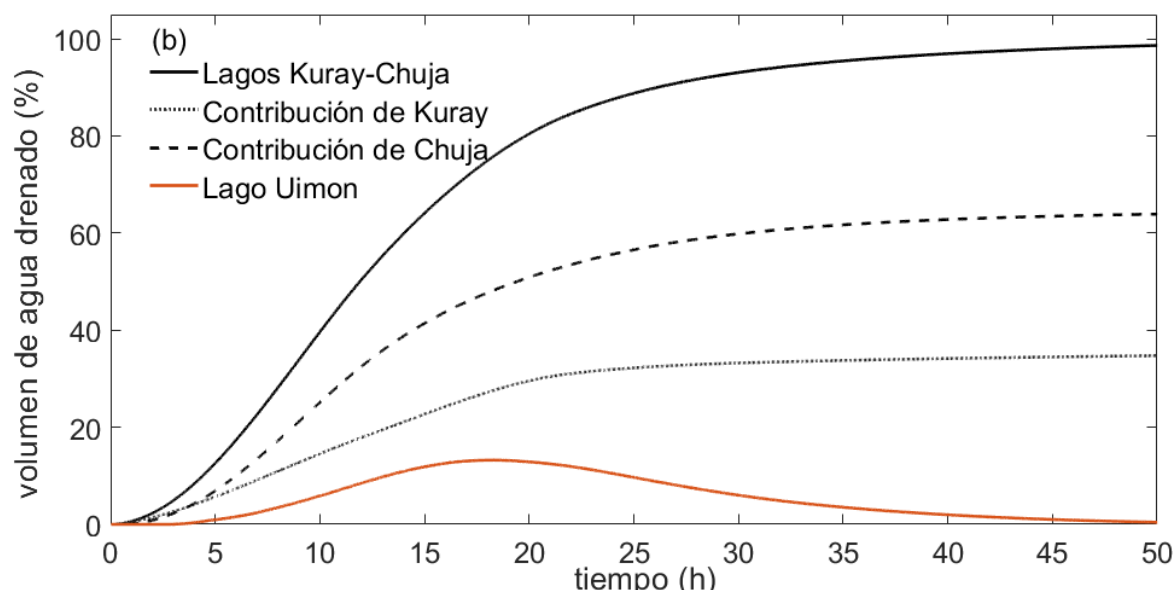


Figura 4-5. La línea negra solida muestra el volumen drenado en los lagos Kuray-Chuja con respecto al inicial en porcentaje. Las líneas discontinua y punteada son la contribución de los lagos Chuja y Kuray, respectivamente. La línea naranja refleja la porción de volumen acumulado en el lago Uimon durante la inundación. Fuente: *Elaboración propia*.

Herget interpretó esta formación sedimentológica como una barra erosionada por un resalto hidráulico, lo cual casa con nuestra reconstrucción de la inundación. El calado en las localizaciones de los depósitos de remanso estudiados en este instante de tiempo fue de aproximadamente 330 m. Aguas arriba de dichas localizaciones, el flujo oscila entre los regímenes subcríticos y supercríticos, con una profundidad de alrededor de 386 m. Un par de resaltos hidráulicos 2D se produjeron el valle de Chuja, su localización es dependiente del tiempo debido el estado transitorio en el que se lleva a cabo la inundación. Las oscilaciones presentes en los hidrogramas de la Figura 4-4 son provocadas por los desplazamientos sufridos en los resaltos hidráulicos.

La inundación se propagó aguas arriba del valle Katun, inundando la cuenca de Uimon, durante unas 18 horas (valores positivos en la entrada del lago Uimon de la Figura 4-4) al mismo tiempo que se drenaba otra fracción del volumen total aguas abajo del valle de Katun. Para el escenario I, el lago Uimon alcanza su capacidad máxima de agua aproximadamente a las 20 horas desde el comienzo de la inundación (ver Figura 4-2d y Figura 4-5) suponiendo el agua retenida en el lago un 13 % del volumen total almacenado inicialmente en los lagos de Kuray-Chuja. A partir de este instante de tiempo, el sentido del flujo a la entrada de la cuenca de Uimon se invierte y empieza a drenarse en la dirección natural a lo largo del valle de Katun, como se puede apreciar en la Figura 4-2e-f para unos instantes de tiempo de 40 y 60 horas

respectivamente. En la Figura 4-1b se observa como a partir del instante de tiempo de 18 horas el volumen del lago Uimon decrece hasta hacerse prácticamente 0 tras 60 horas, así como los efectos producidos por el cambio de sentido en el flujo de agua debido al drenaje del lago de Uimon. Los picos de caudal producidos en el proceso de llenado y vaciado del lago Uimon fueron de 3 y $1.5 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente.

En la Figura 4-6a se representa un mapa unidimensional de la cota de agua máxima simulada a lo largo de los valles de Chuja y Katun y del lago Uimon. Esta solución se ha obtenido mediante la simulación numérica transitoria y la computación de la elevación de la lámina de agua para cada instante y posición dentro del dominio computacional. A partir del kilómetro 80, medido aproximadamente desde el poblado de Aktash, la elevación de la lámina de agua se mantiene constante, con una pendiente media de 0.4 grados. En el valle Katun esta cota de agua varía entre los 1070 y 1115 m, donde es casi horizontal. Cabe percatarse que la cota de agua máxima alcanzada en la simulación es la que minimiza la raíz de la desviación cuadrática media. Esta restricción es la base del método de reconstrucción paleohidráulico llevado a cabo en este estudio (ver sección 4.1).

Carling et al. (2010) realizó un estudio similar, pero bloqueó el paso de agua en la cuenca de Uimon, despreciando así los efectos provocados por el cambio de dirección ('backwater effects') en el flujo de agua. Como consecuencia, no se inundaron los depósitos de remanso más elevados, situados en el tramo final del valle de Chuja. Se observa que la altitud alcanzada por estos depósitos de remanso es aproximadamente la alcanzada por la lámina máxima de agua en el lago Uimon, este matiz tiene una gran importancia en nuestra reconstrucción paleohidráulica.

Para apreciar los efectos provocados por el fenómeno de aguas atrás, producido desde la parte alta del valle de Katun hasta la confluencia con el de Chuja, se recurre a la curva de gastos ('rating curve'). Esta curva refleja la altitud de la lámina de agua en relación al caudal que descarga en una sección concreta [12]. En la Figura 4-6b se muestran 2 curvas de gastos, las cuales corresponden con la entrada y salida del valle confinado de Chuja. En la curva de la salida del valle (representada con círculos) se puede apreciar con claridad los efectos de aguas atrás comentados anteriormente. Dado un caudal de descarga, la elevación de la cota de agua durante la curva descendiente del hidrograma es más alta que la de la curva de concentración. Por

ejemplo, para un caudal de $4 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$ la elevación de la lámina de agua fue de 1061 m en la curva descendente y de 996 m en la ascendente. Esto supone una diferencia en el calado de 65 m. Esta diferencia decrece conforme aumenta el caudal de descarga y se hace casi inapreciable en la descarga máxima ($10.8 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$) con una elevación de 1150 m. En contraposición con lo sucedido en la salida del valle de Chuja, en la entrada al valle de Chuja las curvas ascendentes y descendentes del hidrograma presentan valores muy próximos de cota de agua para un caudal determinado. Por lo tanto, la simulación bidimensional y transitoria, gobernada por las ecuaciones de aguas someras captura apropiadamente el fenómeno de aguas atrás ('backwater').

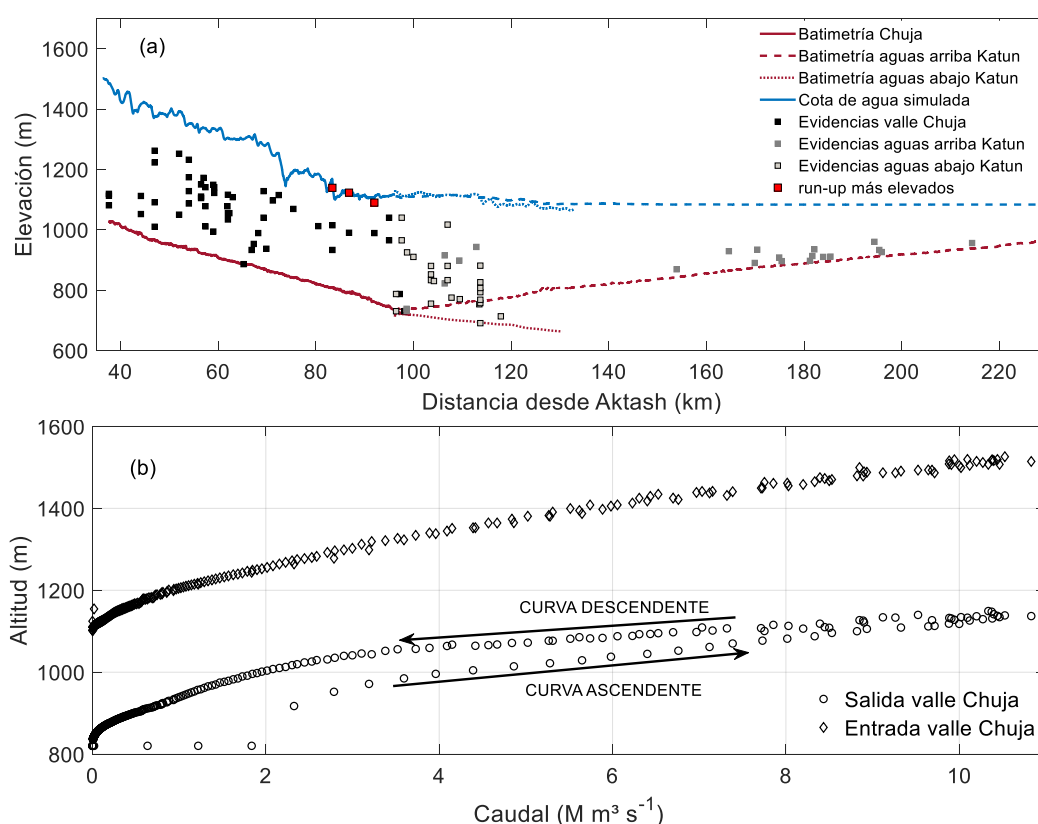


Figura 4-6. (a) Máxima elevación de la cota de agua a partir de la presa de hielo para el escenario I con una tasa de incisión constante de 2.8 dam h^{-1} . (b) Curva de gasto a la entrada y a la salida del valle confinado de Chuja, mostrando los efectos del fenómeno de aguas atrás provocado por el lago Uimon. Fuente: *Elaboración propia*.

Herget (2005) infirió el pico de descarga usando los depósitos de remanso y la elevación de la lámina de agua mediante un modelo unidimensional y estacionario implementado en el software HEC-RAS [13]. El pico de descarga aguas abajo de la presa de hielo, a través del valle de Chuja, estuvo comprendido entre 8 y $10 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$. Baker et al.(1993) evaluó el pico de caudal, en una sección situada en el glaciar que bloqueaba el paso de agua, en $18.5 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$ para una rotura de la presa instantánea.

Carling et al. (2010) reportó unos valores comprendidos entre 9 y 11 $Mm^3 s^{-1}$ usando el mismo modelo que en el presente estudio pero bloqueando el paso a la cuenca de Uimon. Por lo tanto, el caudal obtenido de 10.8 $Mm^3 s^{-1}$, para un descenso mediante una tasa de incisión prescrita sobre la presa, se encuentra entre los valores obtenidos por Carling et al. (2010). Unas de las novedades del presente estudio es la determinación del pico máximo de descarga que se produjo, el tiempo que duró la mega-inundación y los efectos provocados por el proceso de aguas atrás (ver Figura 4-4). A través de los resultados numéricos obtenidos se puede realizar el estudio de las formaciones de campos de dunas presentes en las cuencas de Kuray-Chuja. Este estudio se detallará en la siguiente sección.

4.3 Proceso de drenaje de los lagos Chuja-Kuray

En la Figura 4-7a se grafica la evolución temporal de las alturas máximas presentes en los lagos de Chuja, Kuray y Uimon. Inicialmente, justo antes de que se produjese la brecha, el calado máximo en los lagos de Chuja y Kuray era de 383 y 680 m respectivamente debido a la topografía presente en ambas cuencas. Esta diferencia de profundidades entre los dos lagos principales se ve reducida rápidamente (ver Figura 4-7a). El drenaje de los lagos se ve incrementado aceleradamente con el tiempo (ver Figura 4-5) y como consecuencia el 95 % del agua que estaba almacenada es evacuada trascurridas 33.8 horas desde el comienzo de la inundación. Tras este instante de tiempo el agua remanente se acumula en pequeños estanques, llegando a alcanzar profundidades de hasta 40 m.

El valle de Chuja es inundado por completo en las primeras 11 horas, tiempo en el que los niveles de agua en los lagos de Chuja y Kuray disminuyen desde 2100 m hasta 1974 y 2016 m, respectivamente (ver Figura 4-3). La cota de agua se mantuvo casi constante en ambos lagos, la diferencia que existe es debida a las pérdidas de carga producidas en el valle confinado que conecta ambos lagos. El pico de descarga a la salida del lago de Chuja es de 7 $Mm^3 s^{-1}$ (ver línea roja en la Figura 4-4) para un instante de tiempo de 9.5 horas, mientras que para ese mismo instante de tiempo el lago Kuray está descargando 10 $Mm^3 s^{-1}$ (ver línea negra en la Figura 4-4). Esta diferencia de caudales es debida, como se ha comentado anteriormente, al estrangulamiento producido por el valle que enlaza ambos lagos. Las velocidades que se produjeron en el lago de Chuja son relativamente bajas en casi todo el lago

(del orden de 5 m s^{-1}) debido a sus grandes dimensiones, pero cerca de la entrada al valle que conecta con Kuray las velocidades alcanzas llegan a ser de 46.5 m s^{-1} (ver Figura 4-7b).

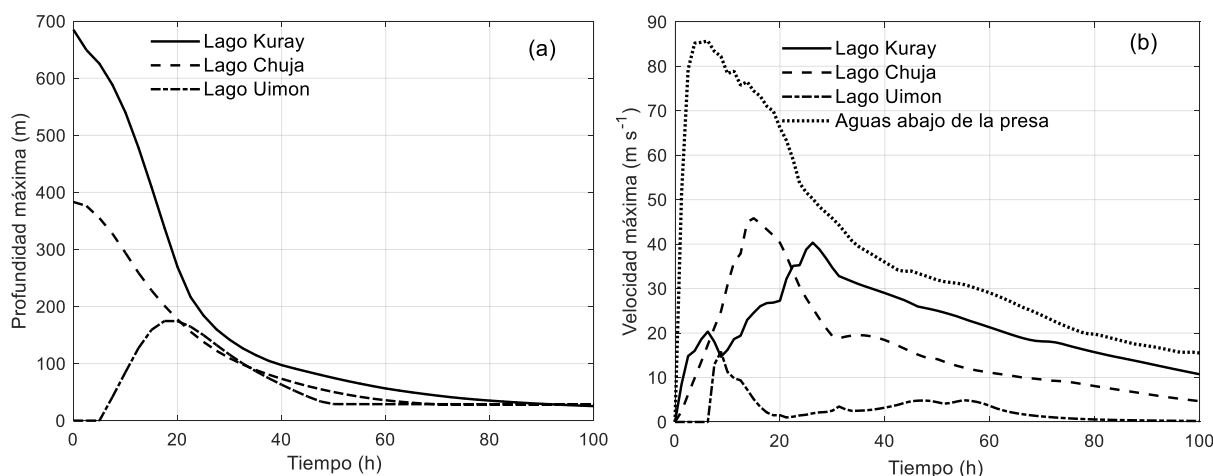


Figura 4-7. (a) Profundidades máximas en los lagos de Kuray (línea continua), Chuja (línea discontinua) y Uimon (línea discontinua punteada). (b) Velocidades máximas en los lagos de Kuray (línea continua), Chuja (línea discontinua) y Uimon (línea discontinua punteada) y en la sección aguas abajo de la presa (línea punteada). Fuente: Elaboración propia.

Al contrario que lo acontecido en el lago Chuja, una circulación compleja del agua, con múltiples remolinos cambiantes en función del instante de tiempo tuvo lugar sobre el lago Kuray. La descarga de agua proveniente del lago Chuja, a través del valle confinado que conecta ambos lagos, provocó un flujo de agua entrante que incidió de forma considerable en la dinámica del flujo llevada a cabo en el lago Kuray. Las consecuencias de este chorro de agua incidente, en diferentes instantes de tiempo, son mostradas mediante las líneas de corriente y los contornos de velocidad en las instantáneas de la Figura 4-8. En el instante de tiempo de 6 horas (Figura 4-7b) se observa un máximo local en la velocidad de 20.5 m s^{-1} . La alta velocidad se mantiene en el torrente de agua que vierte a Kuray, mientras decrece a medida que se aleja de la contracción que conecta las cuencas. Este efecto es debido a la gran expansión que se produce en el lago Kuray. El flujo vuelve a incrementar su velocidad cuando se aproxima a la salida de lago, cerca de la presa de hielo. Hacia el sur de la descarga procedente de Chuja se desarrolla un enorme remolino, el cual se observa claramente en los diferentes instantes de tiempo de la Figura 4-8. Dicho remolino será el responsable del crecimiento y la formación del campo de dunas de grava de Kuray.

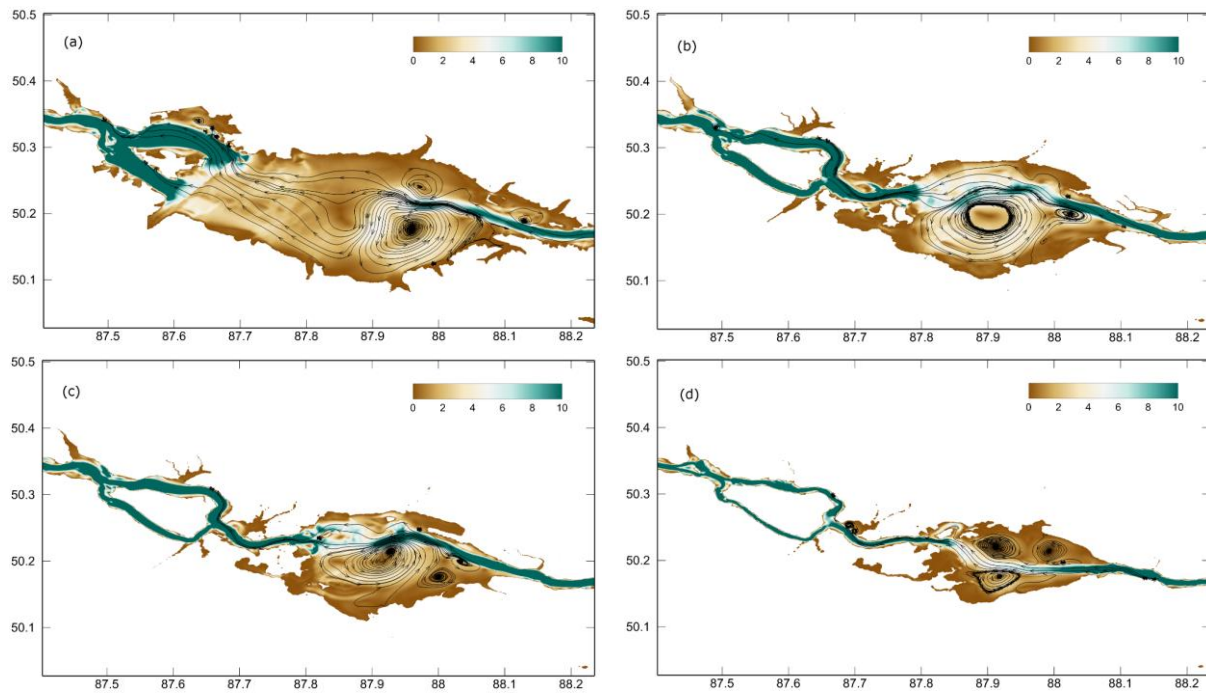


Figura 4-8. Instantáneas de las líneas de corriente y contornos de velocidad ($m s^{-1}$) en el lago Kuray en diferentes instantes de tiempo tras el comienzo de la inundación (6, 17.5, 21.5, 31 h) para el valor óptimo de la tasa de incisión sobre el bloque de hielo con brecha completa (escenario I). Norte y este en grados.
Fuente: *Elaboración propia.*

A la vista de las soluciones obtenidas en diferentes instantes de tiempo en el lago Kuray (Figura 4-8) es indiscutible que la dinámica seguida por el flujo es bidimensional y transitoria. Conforme el tiempo transcurre, la elevación del agua en el lago disminuye, las velocidades locales se incrementan hasta un máximo de $40.5 m s^{-1}$ en el instante de tiempo de 26 horas y el tamaño y la posición de los vórtices generados varían en el tiempo debido al flujo oscilante aportado por el lago Chuja (Figura 4-8). Las grandes pérdidas de carga producidas por las grandes velocidades alcanzadas en el valle confinado que conecta ambos lagos son las responsables de las diferencias significativas en los niveles de los lagos con el tiempo (ver Figura 4-3). Estas disparidades ascienden hasta los 141, 198, 222 y 234 metros en los instantes de tiempo de 18, 22, 26 y 33 horas, respectivamente.

En las siguientes secciones se explicará como las altas velocidades producidas durante los periodos comprendidos entre las 5 y 22 horas pueden provocar la formación del campo de dunas de Kuray durante un periodo de tiempo de 17 horas. Estos resultados difieren con el estudio de la rotura de presa instantánea, la cual predice la formación de las dunas de Kuray solamente en un periodo inferior a 1.5 horas (Bohorquez et al., 2016). Por consiguiente, la consideración de una tasa de

incisión sobre la presa de hielo es de vital importancia en el desarrollo de las megafORMACIONES acontecidas en las cuencas de Kuray-Chuja.

Los resultados obtenidos durante la simulación numérica sirven para determinar los mapas de los valores máximos alcanzados para el calado, la velocidad, el parámetro adimensional de Shields y el número de Froude en el dominio computacional perteneciente a los lagos de Chuja-Kuray durante su drenaje. Se define el parámetro adimensional de Shields como:

$$Sh = \frac{|\tau_b|}{\rho(s-1)gd} \quad (9)$$

donde:

- ρ es la densidad del agua.
- s es la densidad relativa entre el fluido y el sedimento fijada en 2.65 para el cuarzo en agua.
- d es el diámetro medio de las partículas que componen los sedimentos. Fijado en 0.035 m (Carling, 1996b).
- τ_b es la tensión cortante producida en el lecho.

En la Figura 4-9 se contemplan los mapas de máximos anteriormente citados. Observamos que las velocidades en el lago de Chuja fueron especialmente bajas excepto a la entrada del valle que desalojó la masa de agua, cerca del poblado de Chagan-Uzun.

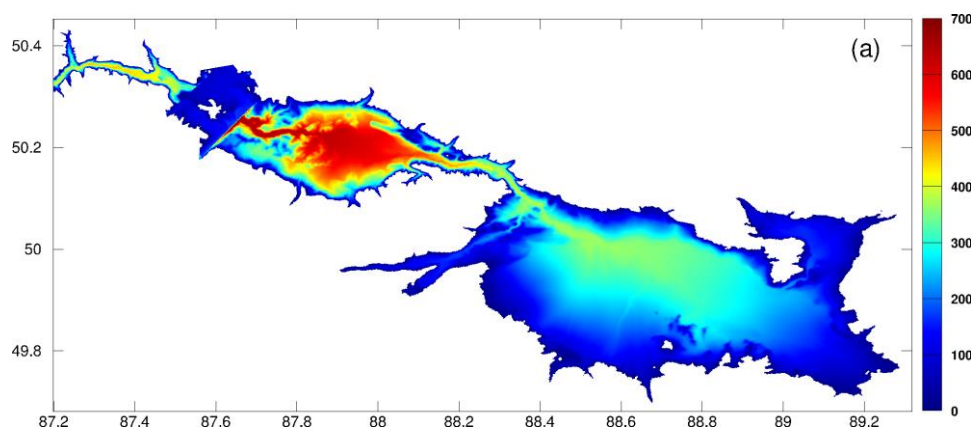


Figura 4-9. Mapas de los máximos valores producidos durante las 200 h simuladas de: (a) calado; (b) velocidad; (c) Shields y (d) número de Froude. Norte y este en grados. Fuente: *Elaboración propia.*

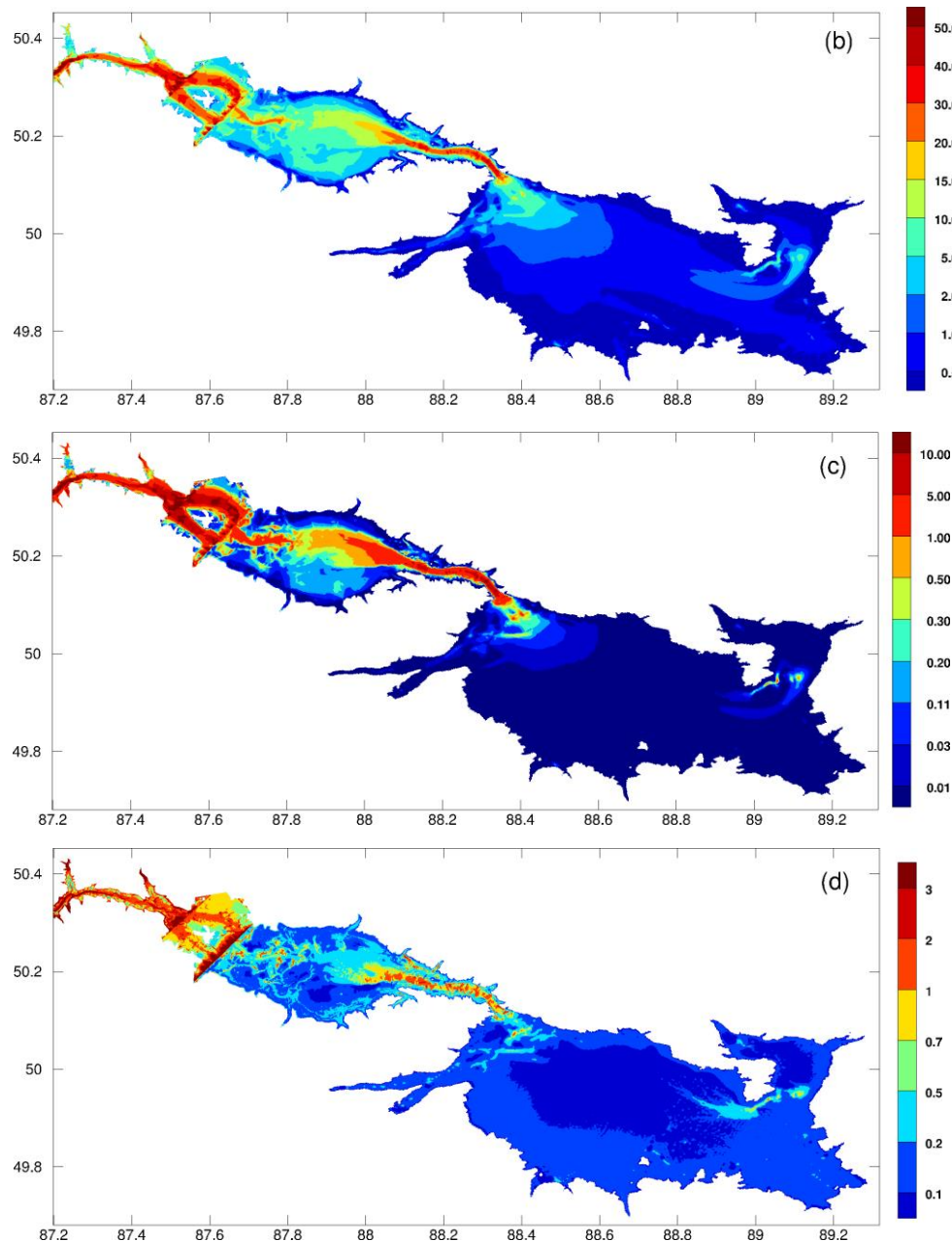


Figura 4-9 (cont.). Mapas de los máximos valores producidos durante las 200 h simuladas de: (a) calado; (b) velocidad; (c) Shields y (d) número de Froude. Norte y este en grados. Fuente: *Elaboración propia.*

Estas bajas velocidades inducen un parámetro de Shields, por debajo del límite para la sedimentación, $Sh_{cr} = 0.03$, en la mayor parte del lago Chuja (Figura 4-9c), lo cual explica la ausencia de formaciones de lecho en la mayor parte de dicha cuenca (Carling, 1996a; Carling *et al.*, 2002; Jürgen Herget, 2005). Donde sí existen hoy en día formaciones de lecho rocosas (ver Figura 1-1a) el criterio de erosión de $Sh > Sh_{cr} = 0.03$ se cumple en algún instante de tiempo para las simulaciones realizadas. El número de Froude en las localizaciones de interés (ver Figura 1-1a), dentro de las cuencas de Kuray-Chuja, fue menor que 0.4, lo cual coincide con el criterio para la

formación de dunas de $Fr < 0.7$ (Carling y Shvidchenko, 2002; Bohorquez *et al.*, 2019).

4.4 Formación de los campos de dunas de grava en las cuencas de Kuray-Chuja.

El drenaje de las cuencas de Kuray-Chuja fue el origen de la formación de los monumentales campos de dunas de grava acontecidos en dichos emplazamientos. En la Figura 1-1a se han situado los principales campos de dunas, los cuales se denominan como Kuray, Aktru, Baratal, Chagan-Uzun y Kam-Sugi. Estas formaciones han sido descritas en profundidad en estudios anteriores (Carling, 1996a; Carling *et al.*, 2002; Herget, 2005) y en el apartado 0 del presente TFM. En dichas localizaciones se ha procedido a realizar un análisis exhaustivo de los valores tomados por las variables hidráulicas y sus correspondientes grupos adimensionales. Uno de los objetivos de este apartado es verificar la precisión de la reconstrucción paleohidráulica de la mega-inundación garantizando que las condiciones hidráulicas obtenidas en estas localizaciones garantizan la formación de los campos de dunas de acuerdo con el nuevo diagrama de estabilidad de las formas de lecho propuesto por Bohórquez y col. (2019).

Las dunas formadas bajo el agua, en la localización de Kuray (ver apartado 2.2.1.2), son las más colosales registradas en el planeta tierra (Carling, 1999). Sus longitudes de onda varían entre 60-200 m y sus alturas oscilan entre 10-16 m (ver apartado 2.2.1.2). El tamaño medio de los granos que forman las dunas es de 0.035 m (Carling, 1996a). El campo de dunas de Baratal (ver apartado 2.2.1.4) está situado muy cerca del límite hacia el este de la presa de hielo y presenta unas dimensiones reducidas de 2 m de altura y 46 m de longitud de onda. El campo de dunas de Aktru (ver apartado 2.2.1.1), situado en una pequeña cuenca en Esktykell y atrapado entre las marcas de agua presentes en el sur de la cuenca de Kuray y una formación rocosa dentro de la propia cuenca, consiste en más de 70 dunas. En la cuenca de Chuja encontramos dos campos de dunas. El primero, situado cerca del poblado de Chagan-Uzun (ver apartado 2.2.2.2), con unas alturas de 23 m y longitudes de onda de 320 m (Herget, 2005). Estas formaciones son interpretadas como posibles antidunas por Herget (2005) y Carling *et al.* (2002). Las simulaciones realizadas para una rotura de la presa instantánea de la presa por Bohórquez *et al.* (2016) no reproducen un flujo

supercrítico en la posición de dichas formaciones, el flujo era altamente transitorio debido posiblemente a la compleja orografía. El segundo campo de dunas, presente en la cuenca de Chuja, es el campo de Kam-Sugi (ver apartado 2.2.2.1). Estas dunas tienen una altura media de 2.3 metros de altura y una longitud de onda de 59 metros. (Herget, 2005).

En las simulaciones realizadas en el presente trabajo se han muestreado las variables del calado y velocidad en varios puntos situados en las localizaciones de interés descritas anteriormente. Independientemente de la posición seleccionada en los campos de Kuray, Aktru, Baratal y Chagan-Uzun, las condiciones hidráulicas permanecen constantes. Sin embargo, en el campo de Kam-Sugi tanto la velocidad como el calado varían significativamente dependiendo de la posición tomada sobre las dunas, debido principalmente a la compleja batimetría presente en la zona. En la Figura 4-10 se muestran estos calados y velocidades en función del tiempo para las localizaciones de interés, incluyendo un recuadro a la derecha donde se dibujan las variables de las 4 esquinas del campo de dunas de Kam-Sugi (Figura 1-1a) para mayor claridad.

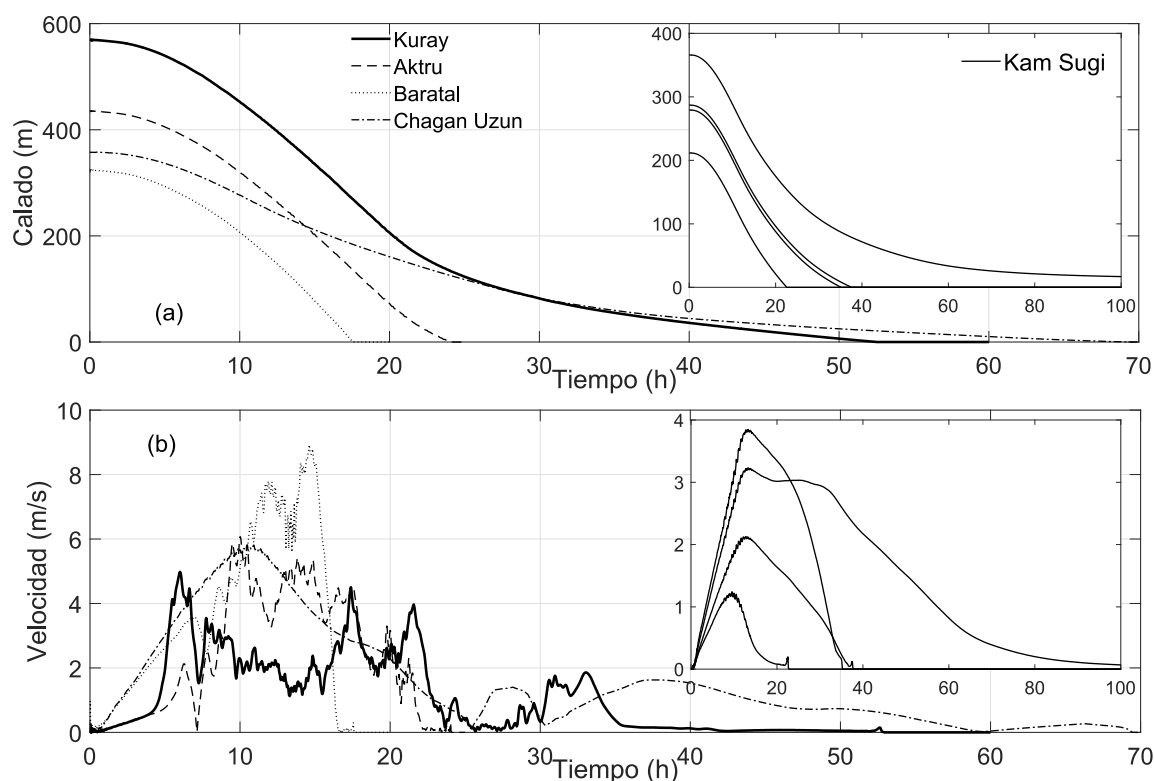


Figura 4-10. (a) Calados y (b) velocidades en función del tiempo en los campos de dunas presentes en los lagos de Kuray-Chuja. Las 4 curvas de Kam-Sugi (en el recuadro derecho) corresponden con las 4 esquinas de la caja presente en la Figura 1-1a. Las localizaciones de Aktru, Baratal, Kuray y Chagan-Uzun también están marcadas en la Figura 1-1a. Fuente: *Elaboración propia*.

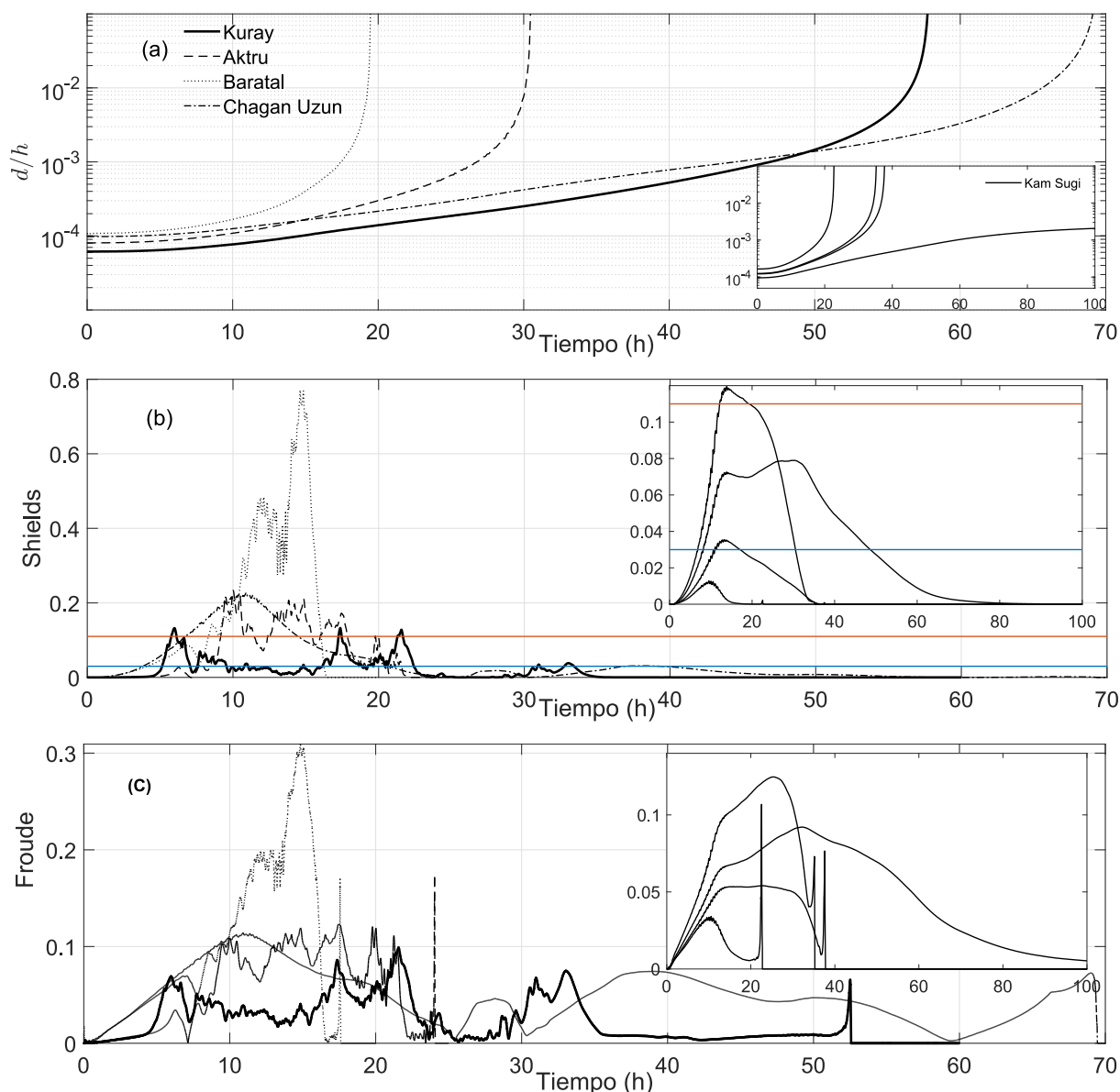


Figura 4-11. (a) Rugosidad del grano adimensional relativa a la profundidad del flujo, (b) Parámetro adimensional del Shields y (c) Número de Froude en función del tiempo correspondiente con el calado y velocidad en las dunas de Kuray, Aktru, Baratal y Chagan-Uzun presentes en las cuencas de Kuray-Chuja. Las 4 curvas de Kam-Sugi (en el recuadro derecho) corresponden con las 4 esquinas de la caja presente en la Figura 1-1a. Fuente: *Elaboración propia*.

Para realizar una interpretación de las formas de lecho presentes en los lagos Kuray-Chuja es necesario transformar los parámetros simulados en variables adimensionales. Carling et al. (2002) propusieron un diagrama de estabilidad para las formas de lecho basado en el número de Froude, Fr , y la sumersión relativa, $h d^{-1}$. Bohórquez et al. (2019) presentó una teoría de aguas someras para la formación de dunas y antidunas, en una escala de mega-inundaciones, usando también el número de Froude, Fr , y la rugosidad del grano adimensional relativa a la profundidad del flujo (inversa de la sumersión relativa),

$$d = \frac{d}{h}, \quad (10)$$

Así como el parámetro del Shields, Sh . Se han representado en la Figura 4-11 estos parámetros adimensionales (d , Fr , Sh) en función del tiempo.

Los valores exactos de las mega-inundaciones que causaron tanto el arrastre de gravas como de grandes piedras, y el crecimiento de formas de lecho, son desconocidos debido a la imposibilidad de la toma de medidas y observaciones. Sin embargo, haciendo uso de análisis dimensionales, se pueden establecer similitudes físicas entre procesos sedimentológicos con diferentes escalas espaciales y tamaños de grano. Se ha fijado el límite inferior del Shields en 0.03 (línea azul en la Figura 4-11b) para el comienzo del transporte de sedimentos de grava (Julien, 2010). Bohórquez et al. (2019) revisó el criterio para la existencia de dunas y antidunas usando más de 500 experimentos en canales, medidos en arroyos de lechos de grava y grandes ríos con lechos de arena. Los resultados obtenidos, en términos adimensionales, relacionados con las dunas de Altai son los siguientes. Se forman grandes dunas en ríos arenosos profundos con $10^{-5} \leq d \leq 10^{-4}$, $Fr \leq 0.2$ y $0.07 \leq Sh \leq 2$. En ríos arenosos poco profundos con rugosidad relativa de $10^{-4} \leq d \leq 10^{-3}$ existen dunas cuando el número de Froude es superior ($0.2 \leq Fr \leq 0.4$) y el parámetro de Shields varía en un nuevo rango ($0.07 \leq Sh \leq 0.3$). Por último, una amplia colección de experimentos de formación de dunas existen a escala de laboratorio ($10^{-3} \leq d \leq 10^{-2}$) con $0.2 \leq Fr \leq 0.7$ y $0.03 \leq Sh \leq 0.7$. Los datos de formas de lecho existentes para gravas o granos gruesos solo implican antidunas en pequeños torrentes con $d \geq 10^{-2}$, los cuales no se relacionan con el flujo desarrollado en las formas de lecho de Altai.

La Figura 4-11 muestra el transporte de sedimentos (Shields es mayor de 0.03) cuando la rugosidad relativa se encuentra en un intervalo de $6 \cdot 10^{-5} \leq d \leq 3 \cdot 10^{-4}$ con valor de Froude menor de 0.12 en todas las localizaciones de interés excepto en Baratal. El valor máximo de Shields para satisfacer el criterio de formación de dunas es de 0.11 (línea naranja en la Figura 4-11b) (ver Carling, 1996b, 1999). Los valores máximos de Shields simulados son similares a los medidos en los ríos arenosos. Por lo tanto, los principios de semejanza física apoyan la formación de dunas de grava

gigantes en la inundación acontecida en las montañas de Altai (Bohorquez *et al.*, 2019).

4.4.1 Campo de dunas de Baratal

Debido a la proximidad de la presa de hielo, la velocidad en el campo de dunas de Baratal fue más elevada que en el resto de formaciones de las cuencas (ver Figura 4-10b) y, por consiguiente, se registraron elevados valores del parámetro de Shields (hasta 0.68) con valores de Froude de hasta 0.3 (Figura 4-11b-c). En Baratal el flujo durante las primeras 16.4 horas estuvo dirigido desde el este hasta el bloque de hielo mientras se producía el transporte de gravas (Figura 4-12b). Durante los tiempos comprendidos entre $16.7 \leq t \leq 18.2$ horas el flujo cambió de dirección y el agua drenó hacia los canales del río Chuja. La velocidad desciende abruptamente en los últimos periodos de tiempo (ver Figura 4-10b), cuando se drena totalmente el campo de dunas. Estos resultados se asemejan con las observaciones indicadas por Herget (p.79, 2005), el cual sostiene que el campo de formaciones de Baratal consiste en dunas bidimensionales, orientadas hacia oeste, mientras que el valle se encuentra orientado hacia el suroeste.

4.4.2 Campo de dunas de Aktru

El campo de dunas de Aktru está bastante alejado de la localización donde se situaba la presa de hielo, por lo que, la hidrodinámica se ve poco afectada debido a los cambios en la tasa de incisión de la presa glaciar. Además, las dunas están situadas sobre la pequeña cuenca de Esktykell, intercaladas entre las marcas de agua localizadas en el sur de la cuenca de Kuray y una formación rocosa situada dentro de la cuenca. La dinámica del flujo está bastante diferenciada respecto las dunas de Baratal. El flujo se acelera progresivamente (Figura 4-10b) y alcanza el límite para que se produzca transporte de sedimentos en el intervalo de tiempo comprendido entre $8 \leq t \leq 21$ horas. La velocidad, en este periodo de tiempo, varía entre 4 y 6.1 m s^{-1} alcanzando el máximo valor en el instante de tiempo de $t = 10$ horas. A partir de este instante de tiempo la velocidad comienza a disminuir junto con el calado hasta desaparecer en el instante igual a 24 horas (ver Figura 4-12). El parámetro de Shields siguió la misma tendencia que la velocidad. Fue mayor que el límite inferior para el transporte de sedimentos (0.03) en el periodo comprendido entre $8.4 \leq t \leq 21.4$ horas y sobrepasó el límite superior para la formación de dunas durante el periodo entre

$9.1 \leq t \leq 17.8$ horas. El número de Froude fue todo el tiempo menor de 0.12. El flujo, en las primeras 7.1 horas, cuando el parámetro del Shields era muy bajo (Figura 4-11b), siguió la dirección noroeste (Figura 4-12a). En el periodo comprendido entre $7.1 \leq t \leq 22$ horas la dirección adoptada por el flujo fue hacia el sureste (Figura 4-12a). Esta última dirección está en consonancia con la dirección que presenta el campo de dunas de Aktru y en este tiempo el cortante adimensional (Shields) estuvo por encima de 0.03. Este último patrón del flujo es debido a la caída en el nivel del agua y como consecuencia el flujo fue atrapado detrás de la cresta de Esktykell impidiendo el flujo hacia el noroeste y, como consecuencia canalizándolo hacia el sureste. Más tarde, para el periodo de tiempo superior a 22 horas, el flujo volvió a experimentar un cambio de dirección hacia el norte debido a una vaguada presente en batimetría, la cual permitió fluir el agua hacia el norte. El flujo subcrítico ($Fr < 1$ ver en la Figura 4-11c) presente durante todo el drenaje está en concordancia con la primera identificación de estas formas de lecho como dunas, realizada por Carling (1996a).

4.4.3 Campo de dunas de Kuray

Dentro del campo de dunas de Kuray no se han apreciado diferencias a lo largo de la extensión de las dunas. El flujo fue uniforme en su interior, aunque varió con el tiempo. Sin embargo, como en Aktru, el campo está situado entre los márgenes de la cuenca y la cresta de Esktykell, la llanura presente en esta zona está menos limitada que en Aktru. El área estuvo cubierta por el agua durante la mayor parte del drenaje de las cuencas ($0 \leq t \leq 53$ horas) (ver Figura 4-10a). De igual forma que las dunas situadas en Aktru, el flujo se aceleró progresivamente a partir del comienzo del de la rotura de la presa. La velocidad máxima se alcanzó en $t = 5.9$ horas con una magnitud de 4.97 m s^{-1} , decreciendo hasta los 1.6 m s^{-1} en el instante de tiempo $t = 7.2$ horas y volviendo a incrementarse hasta 4.5 m s^{-1} en $t = 17.4$ horas, oscilando alrededor de 2 m s^{-1} durante el periodo comprendido entre $5 \leq t \leq 22.3$ horas. Un tercer pico de velocidad de valor 3.97 m s^{-1} tuvo lugar en el instante $t = 21.5$ horas. Durante la etapa final del drenaje ($t > 22.3$ horas) el parámetro de Shields se mantuvo por debajo del límite inferior para el transporte de sedimentos (0.03). La dirección, en las primeras 3 horas de drenaje, inicialmente se mantuvo hacia el oeste (Figura 4-12d) debido a que la profundidad del agua excedía la cresta de Ekstykell limitando el flujo hacia el norte. El flujo fluctuó hacia el este durante el periodo comprendido entre $3 \leq t \leq 26$

horas. En este periodo el cortante adimensional sufrido por el lecho fue elevado entre $5 \leq t \leq 22.3$ horas. Las formas de lecho presentes están orientadas hacia el este, lo que sugiere que fueron formadas lentamente en el periodo de tiempo anterior, debido a la acción del remolino existente (ver Figura 4-8). Si el transporte de sedimentos lo consideramos para Shields mayores que 0.03, se concluye que las dunas se formaron durante 17 horas asociadas a un flujo orientado hacia el este. Cabe destacar que dunas gigantes han sido reportadas en ríos de arena con Shields mayores de 0.06, flujos con valores similares del número de Froude y rugosidad relativa (Bohorquez *et al.*, 2019) también inducen a la formación de dunas. Concluimos que existieron etapas de formación en los periodos de tiempo $5.2 \leq t \leq 6.8$, $16.9 \leq t \leq 18$ y $20.8 \leq t \leq 22.2$ horas con una duración total de 4 horas. Nótese que, durante los periodos potenciales para la formación de las dunas, el flujo no experimentó cambios significativos en su dirección como se muestra en la Figura 4-12c y Figura 4-8. Debido a los elevados calados y bajas velocidades, el número de Froude fue muy bajo (ver Figura 4-11c). Al igual que en las dunas de Aktru, el flujo subcrítico obtenido está en concordancia con la identificación previa como dunas (Bohorquez *et al.*, 2016). Carling *et al.* (2016) describieron entre tres y cinco reactivaciones en la formación de dunas con intermitencia en el transporte de sedimentos en un mismo periodo de inundación o en varios eventos diferentes. Bohórquez *et al.* (2016) reportó un periodo potencial de transporte de sedimentos de solamente 1.3 horas. Así pues, Carling (2016) concluyó que varias inundaciones diferentes habían reactivado la formación de las dunas en Kuray. Sin embargo, las simulaciones del presente estudio indican que, a lo largo de varias horas, con tres picos de reactivación en el transporte de sedimentos, se pudieron establecer las diferentes etapas en la formación de dichas dunas en un mismo evento de drenaje. Esta interpretación establecería este evento como el drenaje final de la cuenca de Kuray hasta niveles superiores a la altitud de las dunas de Kuray, lo cual encaja con el hecho de no encontrarse depósitos lacustres dentro de dichas dunas.

4.4.4 Campo de dunas Chagan-Uzun

En las proximidades de la salida de la cuenca de Chuja, cerca del poblado de Chagan-Uzun, se encuentran unas formaciones de lecho a gran escala de flujo transversal a sotavento de algunas colinas. Estas formaciones han sido descritas como posibles antidunas (Carling *et al.*, 2002; Herget, 2005; Carling *et al.*, 2009). La

profundidad del agua alcanzó una magnitud máxima de 370 m al comienzo de la inundación, decreciendo paulatinamente con el trascurso del tiempo y drenándose totalmente para un instante de tiempo $t = 70$ horas como se puede observar en la Figura 4-10a. Los valores de velocidad (Figura 4-10b) y Shields (Figura 4-11b) se incrementan progresivamente hasta alcanzar sus máximos, en el instante de tiempo de $t = 10.9$ horas, de 5.8 m s^{-1} y 0.22, respectivamente. El número de Froude fue relativamente pequeño durante todo el drenaje ($Fr < 0.12$, ver Figura 4-11c). La velocidad se vio mermada durante el periodo de tiempo $11 \leq t \leq 25.6$ horas evacuando el 88 % del volumen inicial del lago Chuja. Durante esta etapa, el área abarcada por el agua menguó considerablemente (Figura 4-2). La magnitud del parámetro de Shields fue superior al valor crítico en el periodo de tiempo $3.9 \leq t \leq 21$ horas, de manera que, se produjo erosión y transporte de sedimentos a través del valle hacia Kuray. En una segunda fase, durante el intervalo comprendido entre $25.6 \leq t \leq 60$ horas la velocidad se incrementó hasta un máximo de 1.6 m s^{-1} y luego volvió a desacelerarse. El Shields se mantuvo por debajo del límite para el comienzo de transporte de sedimentos durante este último periodo. De igual manera que en la reconstrucción previa realizada por Bohórquez (2016), el número de Froude permaneció constante, muy por debajo del límite para la el comienzo de formación de antidunas $Fr > 0.7$ (Carling et al., 2002; Bohorquez et al., 2019).

4.4.5 Campo de dunas Kam-Sugi

El comportamiento del flujo sobre el campo de dunas en Kam-Sugi se analizó en cuatro localizaciones situadas en los vértices de la caja de la Figura 1-1a. Esta amplia área se encuentra situada en un terreno que se eleva de sur a norte. Las formaciones están localizadas mayormente hacia el norte de la carretera M-52, aunque se presentan también, de forma menos predominante, hacia el sur. El calado del agua en esta región varía dependiendo de la localización, siendo siempre máximo en el comienzo del drenaje (Figura 4-10a). La profundidad en los vértices noroeste y sureste fue la misma debido a la batimetría, por lo tanto, en el recuadro derecho de la Figura 4-10a se superponen dos curvas. La mayor parte de la región se secó a partir del instante de tiempo $t = 40$ horas, aunque una pequeña subregión se mantuvo cubierta por el agua hasta el final de la simulación. Cuando el Shields fue lo suficientemente elevado para erosionar y transportar sedimentos, el flujo se dirigió hacia el oeste (Figura 4-12e). Esta dirección del flujo fue debida a que la localización de Kam-Sugi

se encuentra en el camino principal que dirige el agua hacia el valle confinado que conecta con la cuenca de Kuray. En la parte sur del campo de dunas, el Shields fue mayor que el límite de $Sh = 0.03$ durante más de 48 horas, pero la dirección del flujo solo cambió cuando la profundidad era menor de 40 metros en las cuatro localizaciones estudiadas. Este cambio de orientación no debió modificar la orientación de las dunas porque el Shields era demasiado bajo en esos últimos instantes.

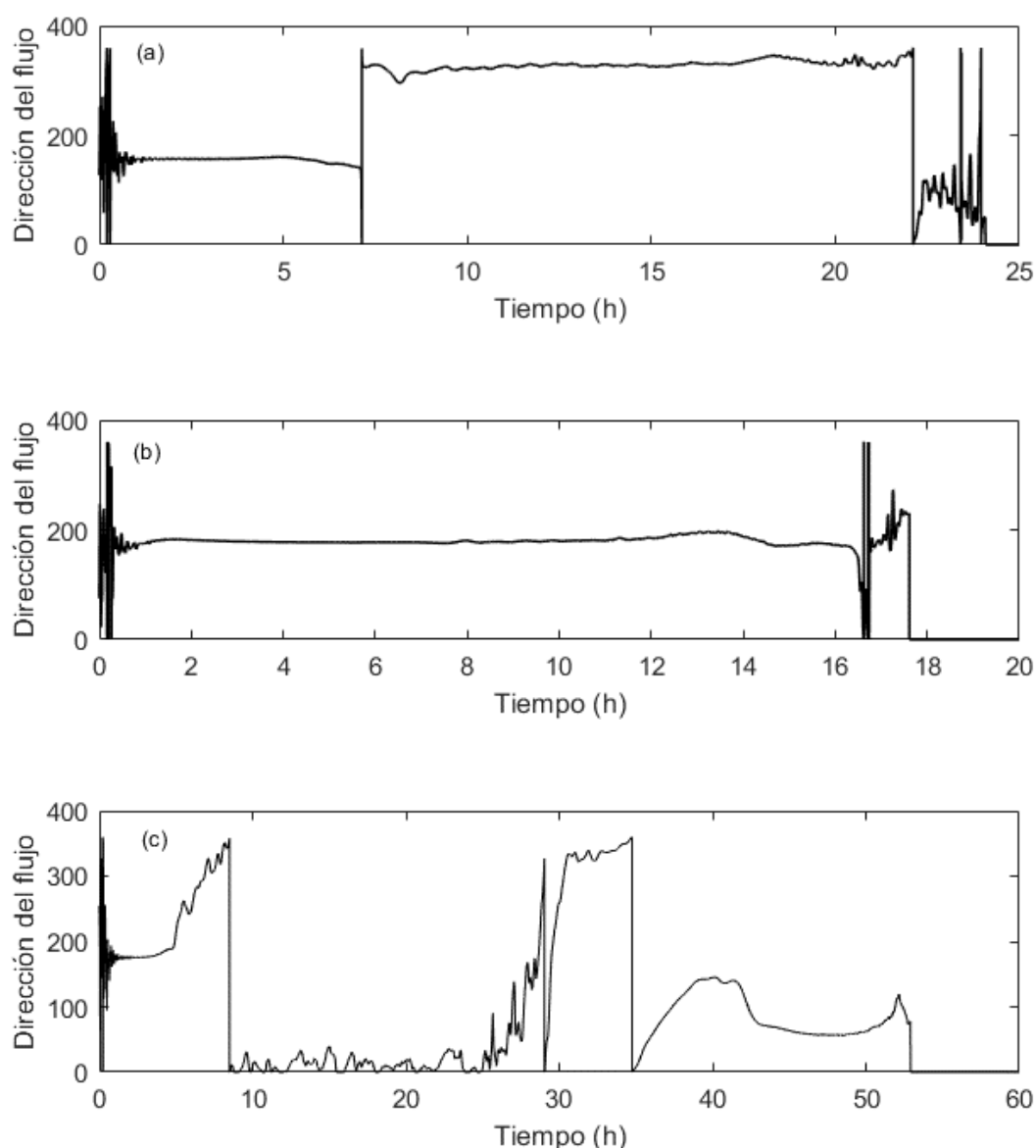


Figura 4-12. Dirección del flujo en (a) Aktru, (b) Baratal, (c) Kuray, (d) Chagan-Uzun y (e) Kam-Sugi. Los valores de 0, 90, 180 y 270 corresponden con el Este, Norte, Oeste y Sur, respectivamente. Fuente: Elaboración propia.

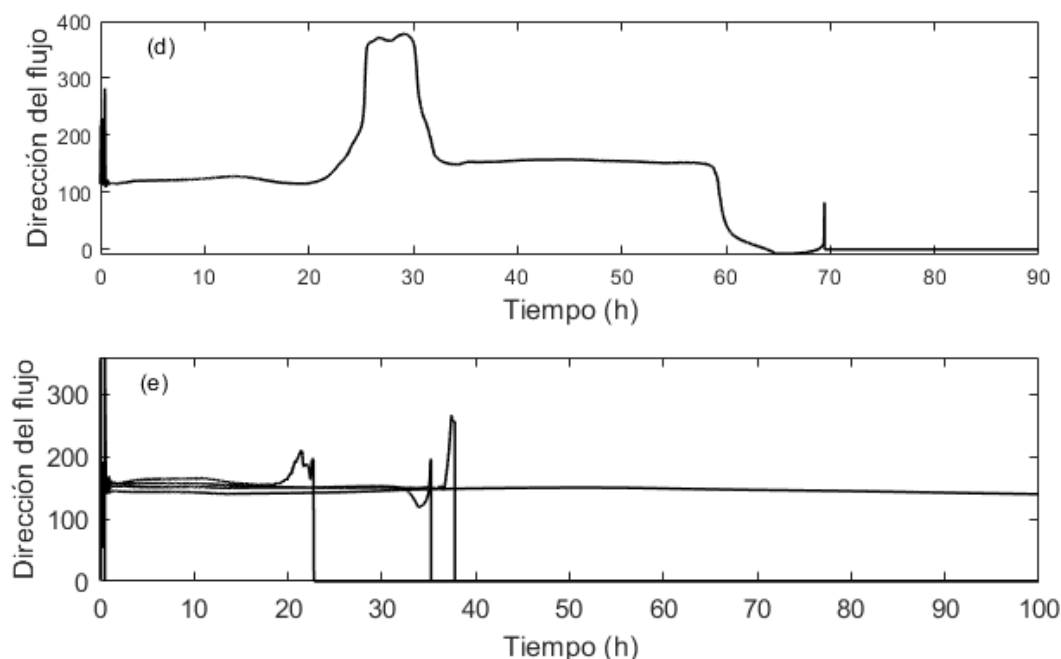


Figura 4-12 (cont.). Dirección del flujo en (a) Aktru, (b) Baratal, (c) Kuray, (d) Chagan-Uzun y (e) Kam-Sugi. Los valores de 0, 90, 180 y 270 corresponden con el Este, Norte, Oeste y Sur, respectivamente. Fuente: *Elaboración propia.*

4.5 Semejanzas y diferencias entre los escenarios I (brecha completa) y II (brecha parcial).

Herget (2005) consideró que la presa de hielo fue más robusta y firme hacia el norte del valle Chuja. En cambio, hacia el sur, donde el glaciar Mashej Glacier constituía la presa, la solidez de la presa sería mucho más débil. Por lo tanto, una vez que la elevación del agua alcanzó la superficie superior del glaciar, la erosión térmica causó rápidamente la propagación de una brecha amplia y profunda en el hielo glaciar (Baker, et al., 1993), únicamente sobre la parte sur de la presa. En la sección 4.1 del presente proyecto, tras la realización de simulaciones masivas, se determinó la tasa de incisión óptima en este escenario ($E_{II} = 4.2 \text{ dam h}^{-1}$). Este valor óptimo para la tasa de incisión en este segundo escenario es mayor que el considerado en el primer escenario ($E_{II} = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$) debido a que es requerida una erosión más rápida sobre el bloque de hielo para erosionar el mismo área que en escenario de brecha completa. La Figura 4-13a compara los valores máximos de altitud alcanzados por el agua a lo largo de la zona de estudio para los escenarios I (línea azul) y II (círculos). Se aprecia que ambas curvas solapan. Por otra parte, los hidrogramas en las secciones más relevantes también son comparados en la Figura 4-13b, en la cual las curvas continuas

y discontinuas muestras las soluciones para brecha completa y parcial, respectivamente. Una vez más, la concordancia entre ambos resultados es casi idéntica. Una pequeña diferencia se puede apreciar en el valle de Chuja durante el descenso en la curva del hidrograma, pero este suceso no afecta a las elevaciones máximas que se desarrollan en el pico de la descarga. En el valle que conecta las cuencas de Chuja con Kuray el hidrograma es el mismo en ambos escenarios, ver curva roja y línea punteada en la Figura 4-13b. Teniendo en cuenta estos resultados, es evidente que la dinámica seguida durante la inundación, aguas abajo de la presa de hielo y dentro del lago Chuja, es la misma independientemente de la configuración que se adopte en la brecha producida para la presa de hielo. En la Figura 4-14d-e se compara el parámetro del Shields para los dos escenarios estudiados y se confirma que a lo largo del proceso de drenaje los valores tomados en ambas simulaciones son casi exactamente los mismos.

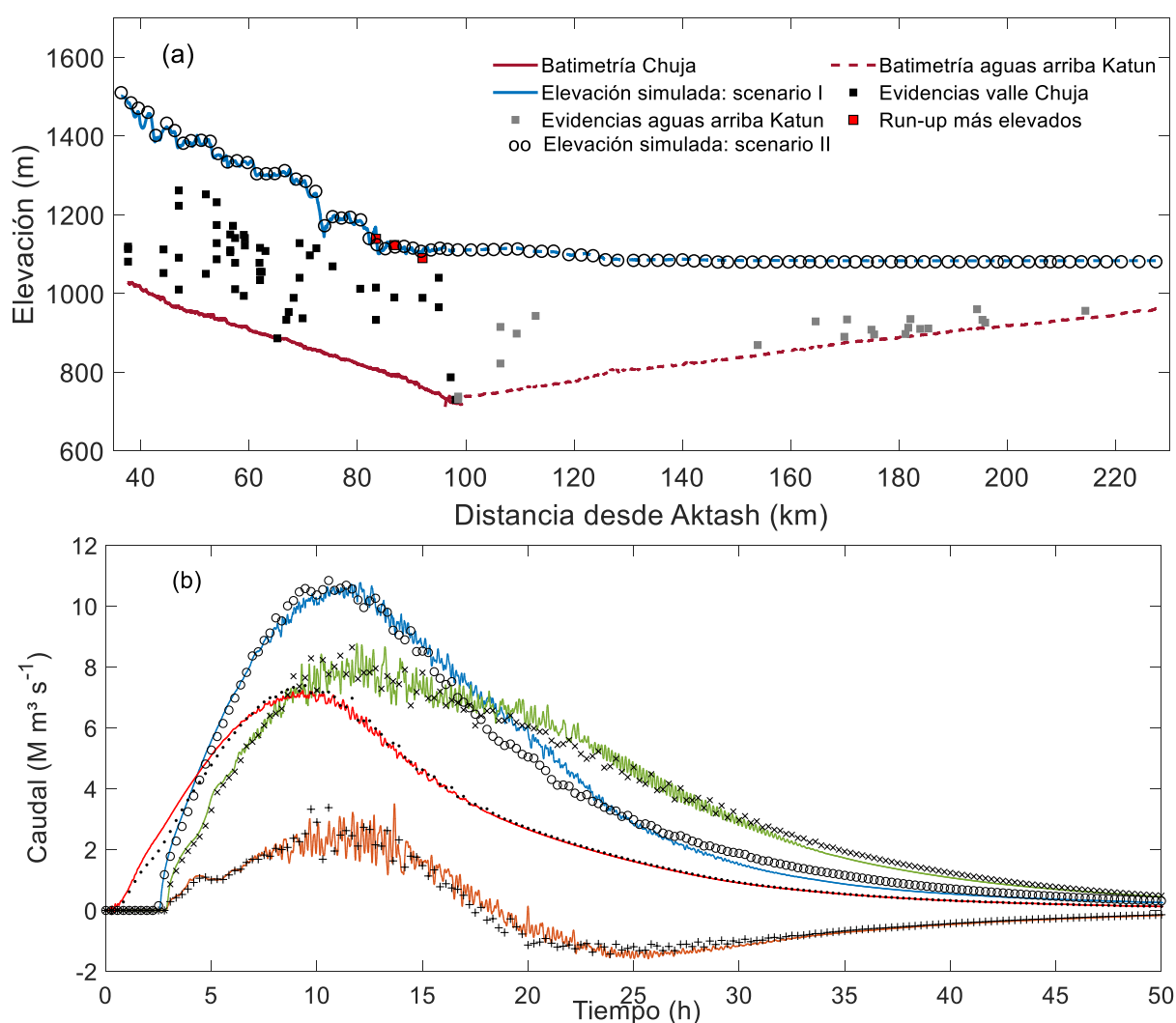


Figura 4-13. Comparación entre las soluciones óptimas entre el escenario I (líneas continuas) y el escenario II (líneas discontinuas) con $E_{II} = 4.2 \text{ dam h}^{-1}$ y $E_I = 2.8 \text{ dam h}^{-1}$, respectivamente. (a) Máxima elevación, (b) caudales de descarga en las secciones descritas en la Figura 4-4. Fuente: *Elaboración propia*.

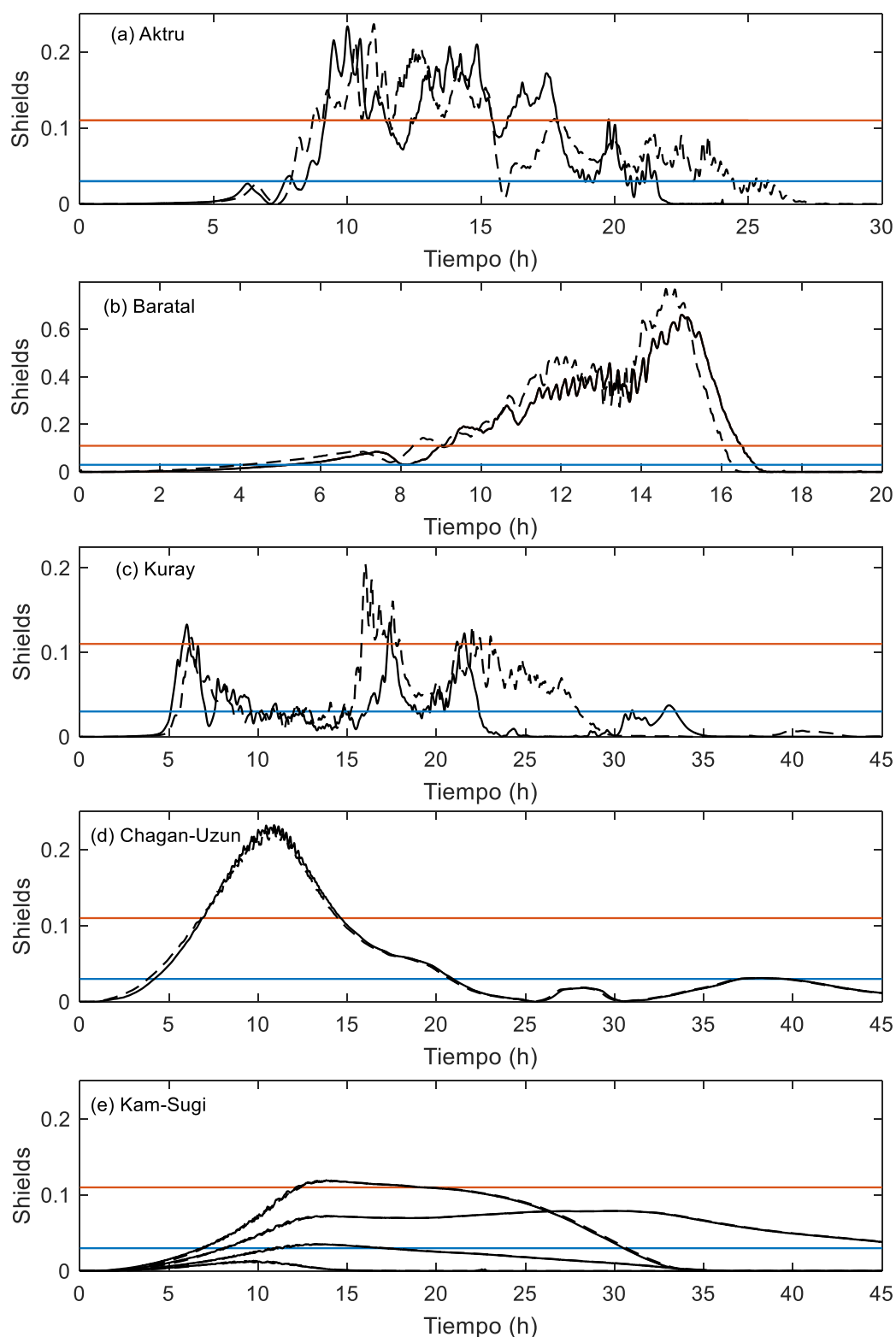


Figura 4-14. Comparación del número de Shields en los campos de dunas de Kuray-Chuja para brecha de incisión total, escenario I (línea continua), y brecha parcial, escenario II (línea discontinua), con tasas de incisión de $E_I = 2.8$ y $E_{II} = 4.2 \text{ dam h}^{-1}$, respectivamente. Fuente: *Elaboración propia*.

Las diferencias más marcadas tienen lugar en las formaciones presentes en el lago Kuray. Estas diferencias mostradas en la Figura 4-14(a-c) son cuantitativas, pero no cualitativas debido a que la dirección de las líneas de corriente están ligeramente desplazadas hacia el sur (Figura 4-16). Percátase que el volumen de agua proveniente de Chuja fue redirigido y descargado a través del lado sur de la presa de hielo, provocando un vórtice en la expansión sur de la cuenca de Kuray. Por lo tanto, en la brecha parcial, el flujo drenó a través de la garganta de Chuja mientras en el escenario de brecha completa el flujo se bifurcó por toda el área comprendida en la presa (Figura 4-8). Cuando se compara el parámetro adimensional del cortante sobre el lecho en Baratal (Figura 4-14a), se examina que el valor pico se eleva hasta una magnitud de $Sh = 0.76$ (línea discontinua), pero esta subida no tiene una importancia esencial con respecto al valor máximo obtenido para el escenario I, $Sh = 0.66$ (línea continua). La dirección del flujo sobre el campo de Baratal no cambió durante la etapa en la que se produce erosión y sedimentación ($Sh > 0.03$) como se puede ver en la Figura 4-15b.

En el campo de Aktru el transporte de sedimentos duró 4 horas más en el escenario II que en el I (ver Figura 4-14a). En ambas configuraciones, el Shields perduró por encima del límite para la sedimentación en el periodo de tiempo comprendido entre $8 \leq t \leq 21.5$ horas. Las 4 horas adicionales en las que se mantiene el Shields por encima del límite en el escenario II corresponden al periodo comprendido entre $21.5 \leq t \leq 25.5$ horas. El máximo valor del Shields para la configuración de brecha parcial ($Sh < 0.233$) era muy similar al del primer escenario ($Sh = 0.236$) descrito en la sección 4.4.2. La dirección de los flujos no cambió para las dos configuraciones diferentes (Figura 4-15a).

Finalmente, en el campo de dunas de Kuray la erosión y transporte de sedimentos ($Sh > 0.03$) (Figura 4-14c) se extendió durante 5.2 horas más en el escenario de brecha parcial que en el de brecha completa. En el escenario I la duración de tiempo en el cual se dieron condiciones potenciales para la formación de dunas ascendió hasta 17.2 horas mientras que en el segundo escenario se elevó hasta 22.4 horas. La dirección del flujo no sufre grandes cambios en los diferentes escenarios en los tiempos potenciales de erosión y transporte de sedimentos.

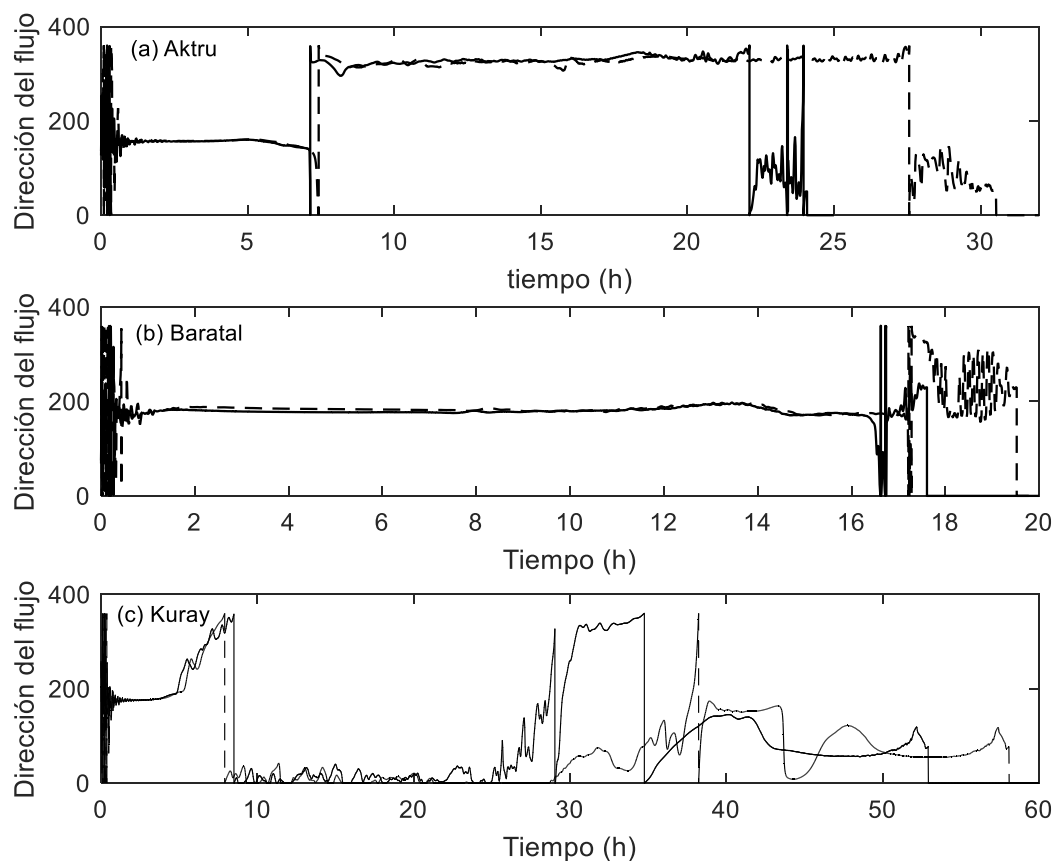


Figura 4-15. Comparación de la dirección del flujo en los campos de dunas en la cuenca de Kuray entre los escenarios I (línea continua) y II (línea discontinua). Fuente: *Elaboración propia*.

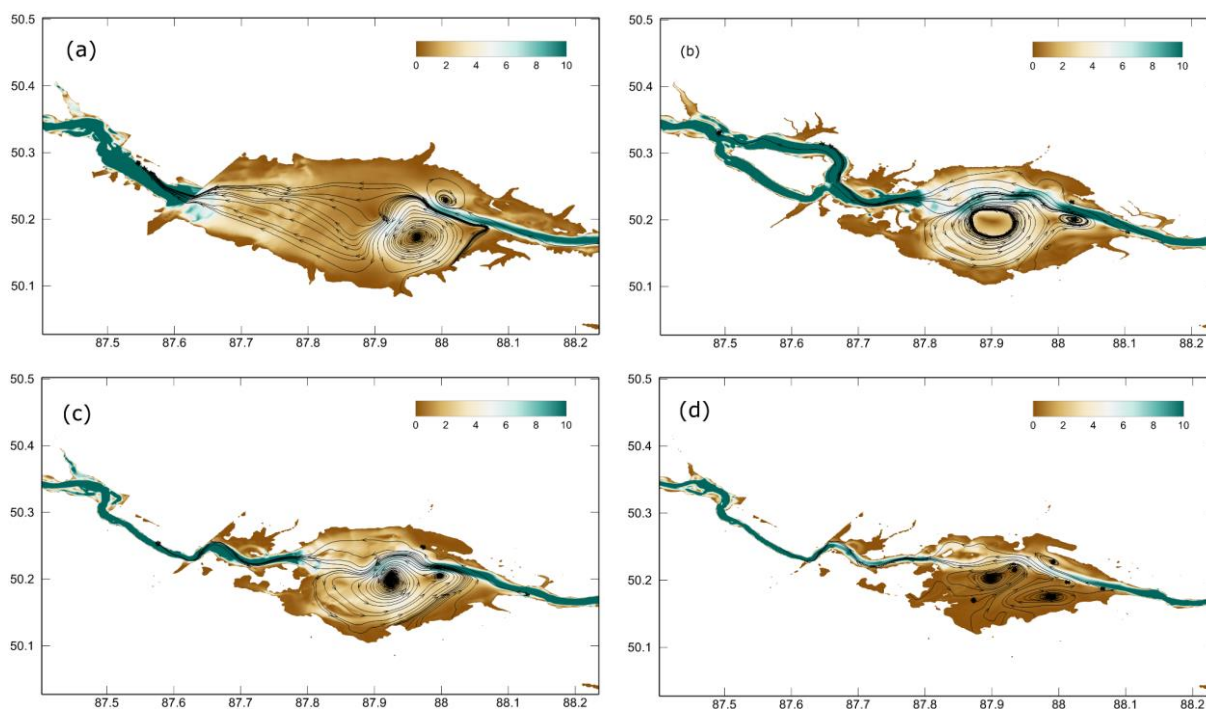


Figura 4-16. Instantáneas de las líneas de corriente y contornos de velocidad ($m s^{-1}$) en el lago Kuray en diferentes instantes de tiempo tras el comienzo de la inundación (6, 17.5, 21.5, 31 h) para el valor óptimo de la tasa de incisión sobre el bloque de hielo con brecha parcial (escenario II). Norte y este en grados. Fuente: *Elaboración propia*.

5	CONCLUSIONES	85
----------	---------------------------	-----------

5 Conclusiones

A través de simulaciones numéricas del drenaje de los lagos Kuray-Chuja y la ruta seguida por el flujo se puede estimar el tiempo de brecha y la velocidad de incisión sobre la presa de hielo durante la colosal inundación acontecida durante el Pleistoceno superior en las montañas de Altai. Incorporando un modelo de brecha producida por el rebosamiento del agua a sobre la presa de hielo se ha inferido un pico de descarga ($10.5 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$). Esta descarga se ajusta con los modelos realizados en otros trabajos, que sitúan el pico de descarga en un intervalo comprendido entre 9 y $11 \text{ Mm}^3 \text{ s}^{-1}$ configurados para el flujo aguas abajo de la presa glaciár (Carling *et al.*, 2010). Considerando diferentes escenarios de fallo de la presa para comprobar si la geometría de la brecha puede ser deducida mediante modelado numérico, la tasa de incisión y el tiempo del drenaje de los lagos ha sido determinado. La tasa de incisión media y constante producida sobre la presa glaciár queda restringida a un rango comprendido entre $2.8 \leq E \leq 4.2 \text{ dam h}^{-1}$ y el intervalo de tiempo que se requiere para completar la incisión completa sobre la presa queda limitado entre los valores de $24 \leq t \leq 36$ horas. El valor máximo de caudal, a lo largo del valle Chuja, tuvo lugar en el intervalo tiempo de 10.5 a 11 horas desde el comienzo de la grieta en la presa. Los lagos Kuray-Chuja habían sido drenados un 45 % de su capacidad en este instante de tiempo de caudal pico y en 33.8 horas un 95 % de su volumen total.

Además, el comportamiento del proceso de drenaje en las cuencas de Kuray-Chuja durante la inundación de Altai suministra información de vital importancia en puntos específicos pertenecientes a las cuencas que permiten determinar la hidrodinámica seguida por el flujo de agua, que propició la configuración de las excepcionales formas de lecho presentes. En la mayor parte de la cuenca de Chuja, las velocidades y el esfuerzo cortante en el lecho fueron demasiado bajas para permitir el transporte de sedimentos y, en consecuencia, la formación de grandes campos de dunas. Sin embargo, en la cuenca de Kuray, se formaron formidables campos de dunas debido al efecto de estrangulamiento producido en el valle confinado que conecta las cuencas de Kuray y Chuja, el cual restringía la evacuación del agua proveniente del lago Chuja. Los intervalos de crecimiento y desarrollo de las dunas en Chagan-Uzun ($4 \leq t \leq 21 \text{ horas}$) y en Kam-Sugi ($6.5 \leq t \leq 30 \text{ horas}$) indican que las formaciones evolucionaron principalmente durante la etapa intermedia del drenaje,

cuando el volumen de Chuja decreció desde el 91 % hasta el 7 % de su capacidad. De forma similar, los grandes campos de dunas presentes en Kuray se desarrollaron en el periodo comprendido entre $5 \leq t \leq 30$ horas a medida que el volumen drenado se incrementó desde el 13 % hasta el 93 %. En estos intervalos de tiempo los esfuerzos cortantes, velocidades del flujo y calados sobre el lecho de las cuencas eran adecuados para el transporte de sedimentos y la constitución de formas de lecho. Las direcciones de los flujos modelados en las diferentes formaciones existentes estudiadas en este proyecto están en concordancia con la orientación de los trenes de dunas presentes en dichas localizaciones. Mediante la comparación con el estudio realizado en este proyecto y un escenario de colapso instantáneo de la presa (Bohorquez et al., 2016), se deduce que considerar una tasa de incisión constante de corte sobre el glaciar es esencial para la obtención de resultados físicos admisibles que produjeron la conformación de los campos de dunas presentes.

Se concluye mostrando el potencial de la utilización de la metodología propuesta para inferir el comportamiento que propició el fallo en otras presas de hielo, hormigón o tierra compactada en cualquier otra cuenca. Por ejemplo, los resultados preliminares para la mega-inundación del lago Missoula en el Pleistoceno superior fueron obtenidos usando una metodología análoga a la descrita en este TFM, resultando en la publicación Bohorquez, Cañada-Pereira, Jimenez-Ruiz y del Moral-Erencia (Earth-Sci. Rev., 193:91-108, 2019). Un tema pendiente es la creación de una base de datos con los parámetros característicos de los mecanismos de fallo en presas de hielo, arena y hormigón armado, los cuales pueden ser deducidos mediante técnicas de paleohidrología como las llevadas a cabo en el presente proyecto. El modelo descrito en el presente proyecto combina la dinámica de los niveles de agua simulados en la inundación con las cotas de las evidencias sedimentológicas aguas abajo de la presa, como por ejemplo las alturas de las barras laterales y depósitos de remanso, usando un modelado de flujo de inundación, así como la realización de correlaciones en las variables hidráulicas simuladas con los valores requeridos que provocaron las formas de lecho presentes en cualquier cuenca.

6	BIBLIOGRAFÍA	88
6.1	REFERENCIAS WEB	90

6 Bibliografía

Baker, V. R., Benito, G., Rudoy, A. N., 1993. Paleohydrology of late pleistocene superflooding, Altai Mountains, Siberia. *Science*. 259(5093), pp. 348–350. doi: 10.1126/science.259.5093.348.

Blomdin, R., Heyman, J., Stroeve, A.P., Hattëstrand, C., Harbor, J.M. Gribenski, N, Jansson, K.N., Petrakov, D.A., Ivanov, M.N., Alexander, O., Rudoy, A.N., Walther, M., 2016. Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *Journal of Maps*, 12(1), pp. 123–136. doi: 10.1080/17445647.2014.992177.

Bohorquez, P., Cañada Pereira, P., Jimenez-Ruiz, P.J., del Moral-Erencia, 2019. The fascination of a shallow-water theory for the formation of megaflood-scale dunes and antidunes. *Earth-Science Reviews*. Elsevier, 193, pp. 91–108. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.03.021.

Bohorquez, P., Carling, P. A., Herget, J., 2016. Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia. *International Geology Review*, 58(14), pp. 1795–1817. doi: 10.1080/00206814.2015.1046956.

Burr, D. M., Carling, P.A., Beyer, R.A., Lancaster, N., 2004. Flood-formed dunes in Athabasca Valles, Mars: morphology, modeling, and implications. 171, pp. 68–83. doi: 10.1016/j.icarus.2004.04.013.

Carling, P. Villanueva, I., Herget, J., Wright, N., Borodavko, P., Morvan, H., 2010. Unsteady 1D and 2D hydraulic models with ice dam break for Quaternary megaflood, Altai Mountains, southern Siberia, *Global and Planetary Change*. Elsevier B.V., 70(1–4), pp. 24–34. doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.11.005.

Carling, P. A., 1996a. A preliminary palaeohydraulic model applied to late Quaternary gravel dunes: Altai Mountains, Siberia. *Geological Society, London, Special Publications*, 115, 165–179. doi: /10.1144/GSL.SP.1996.115.01.13

Carling, P. A., 1996b. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. pp. 647–664. doi: 10.1111/j.1365-3091.1996.tb02184.x

Carling, P. A., 1999. Subaqueous gravel dunes. *Journal of Sedimentary Research* (1999) 69 (3): 534-545. doi: 10.2110/jsr.69.534.

Carling, P. A., Kirkbride, A.D., Parnachov, S., Borodvko, P.S., 2002. Late Quaternary Catastrophic Flooding in the Altai Mountains of South–Central Siberia: A Synoptic Overview and an Introduction to Flood Deposit Sedimentology. *Flood and Megaflood Processes and Deposits*, (32), pp. 17–35. doi: 10.1002/9781444304299.ch2.

Carling, P. A., KNAAPEN, M., Borodavko, P., Herget, J., Koptev, I., HUGGENBERGER, P., Parnachev, S., 2011. Palaeoshorelines of glacial Lake Kuray – Chuja, south-central Siberia : form , sediments and process. *Geological Society, London, Special Publications*, 354, 111-128. doi: 10.1144/SP354.7

Carling, P. A., 2013. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes?. *Earth-Science Reviews*. Elsevier B.V., 125, pp. 87–113. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.06.002.

Carling, P. A., Martini, I.P., Herget, J., Borodavko, P., Parnachov, S., 2009. Megaflood sedimentary valley fill : Altai Mountains , Siberia. *Cambridge University Press* , pp 243-264. doi: 10.1017/CBO9780511635632.013

Carling, P. A. and Shvidchenko, A. B., 2002. A consideration of the dune: Antidune transition in fine gravel. *Sedimentology*, 49(6), pp. 1269–1282. doi: 10.1046/j.1365-3091.2002.00496.x.

Couderc, F., Madec, R., Monnier, J., Vila, J.P., 2013. *DassFlow v2.00.00 : User and Developer Guide*. pp. 1–41.

Herrera, C., 2012. Estudio del drenaje del lago Kuray-Chuja y de la formación de campos de dunas.

Julien, P., 2010. *Erosion and sedimentation*. Colorado State University.

Herget, J., 2005. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia.

Roberts, M. J., Russell, A.J., Tweed, F.S., Knudsen, O., 2000. Ice fracturing during Jokulhlaups: Implications for englacial floodwater routing and outlet development, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(13), pp. 1429–1446. doi: 10.1002/1096-9837(200012)25:13<1429::AID-ESP151>3.0.CO;2-K

Rudoy, A. N., 2002. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the late Pleistocene, southern Siberia, Altai mountains. *Quaternary International*, 87(1), pp. 119–140. doi: 10.1016/S1040-6182(01)00066-0.

Rudoy, A.N., 1998. Mountain ice-dammed lakes of southern Siberia and their influence on the development and regime of the runoff systems of North Asia in the late Pleistocene. In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), *Palaeohydrology and Environmental Change*, Chichester. Wiley, New York, pp. 215–234.

Tweed, F.S., Russell, A.J., 1999. Progress in Physical Geography Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes : implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol 23, pp. 79–110. doi: 10.1177/030913339902300104.

6.1 Referencias web

- [1] https://es.wikipedia.org/wiki/Macizo_de_Alt%C3%A1i
- [2] https://es.wikipedia.org/wiki/Misi%C3%B3n_topogr%C3%A1fica_Radar_Shuttle
- [3] https://es.wikipedia.org/wiki/Cat%C3%A1strofe_de_la_presa_de_Malpasset
- [4] https://es.wikipedia.org/wiki/Desastre_de_Aznalc%C3%B3llar
- [5] <https://es.wikipedia.org/wiki/Georradar>
- [6] https://en.wikipedia.org/wiki/Root-mean-square_deviation
- [7] <http://gmsi.info/>
- [8] <http://www.iberaula.es/>
- [9] <https://search.earthdata.nasa.gov/>
- [10] <https://es.mathworks.com/products/matlab.html>
- [11] https://en.wikipedia.org/wiki/Neumann_boundary_condition
- [12] https://en.wikipedia.org/wiki/Rating_curve
- [13] <https://www.hec.usace.army.mil/software/hecras/>

7	ANEXOS.....	92
----------	--------------------	-----------

7 Anexos

Anexo 1. Lectura malla generada en iber ('.msh')

```
clear all; clc;
m=dir(fullfile(pwd, '*.msh*'));
di=dir(fullfile(pwd, '*.mat*'));
for i=1:length(di)
    delete(di(i).name); %Borra los archivos .mat anteriores
end
%Leemos los datos de la malla generada en Iber
fid =fopen([m.name], 'r');
data=textscan(fid, '%s %s %s %s %s', 'HeaderLines', 1);
data = cellfun(@(x) strcmp(x, ',', '.'), data, 'UniformOutput', false);
a = cell2mat(cellfun(@str2num, data{1}, 'UniformOutput', false));
b = cell2mat(cellfun(@str2num, data{2}, 'UniformOutput', false));
c = cell2mat(cellfun(@str2num, data{3}, 'UniformOutput', false));
d = cell2mat(cellfun(@str2num, data{4}, 'UniformOutput', false));
e = cell2mat(cellfun(@str2num, data{5}, 'UniformOutput', false));
x = [b,c,d];
s = find(a==1);
t = s(2);
ti = t-1;%número de fila donde empieza las celdas
nodos1=a(1:ti,:);
nodos2=b(1:ti,:);
nodos3=c(1:ti,:);
nodos4=d(1:ti,:);
p=[nodos2,nodos3,nodos4];%matriz con todos los nodos de la malla
%celda
celda2=b(t:end);
celda3=c(t:end);
celda4=d(t:end);
tri=[celda2,celda3,celda4];%conexiones de los nodos para formar la celda
figure;
trisurf(tri,p(:,2),p(:,1),p(:,3))%representamos la malla
daspect([1 1 1])
save(m.name(1:end-4), 'p', 'tri'); %Guarda los nodos y las conexiones de las celdas
```

anexo 2. Pasar a formato '.geo'

```

clear all
di=dir(fullfile(pwd, '*.mat*'));
load(di.name)
% CONSTRUCT THE BOUNDARY OF THE MESH BY REORDING THE TRI
t = tri;
v12 = (p(t(:,2),1)+p(t(:,2),2)*sqrt(-1)) - (p(t(:,1),1)+p(t(:,1),2)*sqrt(-1));
v13 = (p(t(:,3),1)+p(t(:,3),2)*sqrt(-1)) - (p(t(:,1),1)+p(t(:,1),2)*sqrt(-1));
negativos = find(sign(real(v12).*imag(v13)-real(v13).*imag(v12))<0);
tri(negativos,2) = t(negativos,3);
tri(negativos,3) = t(negativos,2);
[e,bnde] = getedges(tri,size(p,1));
bnd = find(bnde);
ejes_bnd = e(1:sum(bnde),:);
clear t negativos;
k=1;
for i=1:length(bnd)
    bool1 = find(tri(:,1) == ejes_bnd(i,1));
    bool2 = find(tri(:,2) == ejes_bnd(i,1));
    bool3 = find(tri(:,3) == ejes_bnd(i,1));
    bool123 = [bool1; bool2; bool3];
    bool1a = find(tri(bool123 ,1) == ejes_bnd(i,2));
    bool2a = find(tri(bool123 ,2) == ejes_bnd(i,2));
    bool3a = find(tri(bool123 ,3) == ejes_bnd(i,2));
    if length(bool1a==1)
        celdas_fontera(k,1) = bool123(bool1a);
        if (tri(celdas_fontera(k,1),2) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [1 2];
        elseif (tri(celdas_fontera(k,1),3) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [3 1];
        else
            fprintf('Error');
        end
        k = k + 1;
    elseif length(bool2a==1)
        celdas_fontera(k,1) = bool123(bool2a);
        if (tri(celdas_fontera(k,1),1) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [1 2];
        elseif (tri(celdas_fontera(k,1),3) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [2 3];
        else
            fprintf('Error');
        end
        k = k + 1;
    elseif length(bool3a==1)
        celdas_fontera(k,1) = bool123(bool3a);
        if (tri(celdas_fontera(k,1),1) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [3 1];
        elseif (tri(celdas_fontera(k,1),2) == ejes_bnd(i,1))
            nodos(k,:) = [2 3];
        else
            fprintf('Error');
        end
        k = k + 1;
end

```

```

else
    fprintf('Error');
end
end
contorno = tri(celdas_fontera,:);
contornox = [];
contornoy = [];
for i=1:length(celdas_fontera)
    contornox = [contornox ; p(contorno(i,nodos(i,1)),1) ];
    contornoy = [contornoy ; p(contorno(i,nodos(i,1)),2) ];
end
figure
plot(contornox,contornoy,'.')
daspect([1 1 1])
hold on;
contornox = [];
contornoy = [];
for i=1:length(celdas_fontera)
    contornox = [contornox ; p(contorno(i,nodos(i,2)),1) ];
    contornoy = [contornoy ; p(contorno(i,nodos(i,2)),2) ];
end
plot(contornox,contornoy,'or')
hold off;

% building ice dam
xq=[677839.908 676731.216 673745.261 674660.312];
yq=[5249970.859 5240483.230 5241542.762 5250500.625];
xp=p(:,1);
yp=p(:,2);
in=inpolygon(xp,yp,xq,yq);
bloqice=zeros(size(tri(:,1)));
bloqice(in(tri(:,1))>0 | in(tri(:,2))>0 | in(tri(:,3))>0)=1;

% WRITE MESH AND BCS TO FILE IN DASSFLOW FORMAT
t = tri; % idem
BC(:,1) = celdas_fontera;
BC(:,2) = nodos(:,1);
BC(:,3) = 3; %WALL
for i=1:length(celdas_fontera)
    BC(i,4) = ( p(t(celdas_fontera(i), nodos(i,1)),3) + p(t(celdas_fontera(i),
nodos(i,2)),3))/2 ;
    ycelda = (p(contorno(i,nodos(i,1)),2) + p(contorno(i,nodos(i,2)),2)) / 2.0d0;
    xcelda = (p(contorno(i,nodos(i,1)),1) + p(contorno(i,nodos(i,2)),1)) / 2.0d0;
    if ((xcelda <= 4.702e5) & (xcelda>= 4.663e5) & (ycelda >= 5.61e6))
        BC(i,3) = 2; %OUTFLOW 1 trans
        % COMPROBAR AQUI SI ESTAS EN SALIDA 1
    end
end
end
LISTACELDAS(:,1) = 1:length(t(:,1));
LISTACELDAS(:,2:4) = t;
LISTACELDAS(:,5) = t(:,1);
LISTACELDAS(:,6) = bloqice;
LISTACELDAS(:,7) = (p(t(:,1),3)+p(t(:,2),3)+p(t(:,3),3))/3;
LISTANODOS(:,1) = (1:length(p(:,1)))';
LISTANODOS(:,2:4) = p;
outflow1 = find(BC(:,3)==1);
%length(inflow)
length(outflow1)

```

```

outflow2 = find(BC(:,3)==2);
length(outflow2)
wall = find(BC(:,3)==3);
BCinflow = [];%BC(inflow,:);
BCoutflow1 = BC(outflow1,:);
BCoutflow2 = BC(outflow2,:);
BCwall = BC(wall,:);
hold on
plot(contornox(outflow1),contornoy(outflow1),'bs')
plot(contornox(outflow2),contornoy(outflow2),'k*')

fid = fopen(['AltaiUimon.geo'],'w+');
count = fprintf(fid,'#Caso \n');
count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d\n', [length(p(:,1)) length(t(:,1)) 1]);
count = fprintf(fid,'#Lista de nodos\n');
for i=1:length(LISTANODOS(:,1))
    count = fprintf(fid, '%7d %15.8f %15.8f %15.8f\n', LISTANODOS(i,:));
end
count = fprintf(fid,'#Lista de celdas \n');
for i=1:length(LISTACELDAS(:,1))
    count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d %7d %7d %7d %15.8f\n', LISTACELDAS(i,:));
%    count = fprintf(fid, '%5g %5g %5g %5g %5g %5g\n', LISTACELDAS(i,:));
end
count = fprintf(fid,'#Condiciones de contorno \n');
%count = fprintf(fid,'INLET %7d %7d \n',[length(BCinflow(:,1)) 0]);
count = fprintf(fid,'INLET %7d %7d \n',[0 0]);
%for i=1:length(BCinflow(:,1))
%    count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d %15.8f\n',BCinflow(i,:));
%end
count = fprintf(fid,'OUTLET %7d %7d \n',[length(BCoutflow1(:,1))+length(BCoutflow2(:,1)) 2]);
for i=1:length(BCoutflow1(:,1))
    count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d %15.8f %7d\n', [BCoutflow1(i,:) 1]);
end
for i=1:length(BCoutflow2(:,1))
    count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d %15.8f %7d\n', [BCoutflow2(i,:) 2]);
end
count = fprintf(fid,'WALL %7d %7d \n',[length(BCwall(:,1)) 0]);
for i=1:length(BCwall(:,1))
    count = fprintf(fid, '%7d %7d %7d %15.8f\n', BCwall(i,:));
end
status = fclose(fid);

```

Anexo 3. Archivo input

```

1  !=====
2  ! Input File for Shallow-Water Model
3  ! (configure your text editor with a 4 tabs space for better reading)
4  !=====
5
6  &list_input
7
8  !=====
9  ! Mesh Type
10 !=====
11
12     mesh_type = 'dassflow',           ! 'basic' , 'dassflow'
13
14     mesh_name = './altaiUimon.geo'    ! mesh name
15
16 !=====
17 ! Simulation parameters
18 !=====
19
20     ts      = 360000.d0,              ! Simulation Time 360000.d0,
21
22     dt      = 1.d-2,                  ! Fixed Time
23
24     dtw     = 900.d0,                 ! Output Result File Time Step 36000.d0,
25
26     dta     = 1.d0,                  ! Interval to generate the hydrograph
27
28 !=====
29 ! Ice breach process
30 !=====
31
32     tbreach = 48.d0,
33
34     hice    = 2100.d0,
35
36     hbed    = 1100.d0,
37
38 !=====
39 ! Numerical parameters
40 !=====
41
42     temp_scheme = 'euler',           ! Choice of Temporal Scheme ( euler , rk2 )
43
44     spatial_scheme = 'first_b1',     ! Choice of Spatial Scheme ( first , 1 )
45
46     adapt_      = 1,                  ! Choice of an Adaptative Time Step (1) or not
47
48     cfl         = 0.9,                ! CFL number in case of Adaptative Time Step
49
50     heps        = 0.01,               ! Cut-off height to stabilize SW Numerical      emes
51
52     friction    = 1,                  ! Manning Source Term
53
54 !=====
55 ! Physical parameters
56 !=====

```

```

=====!
57
58     g         = 9.81,                ! Gravity cons
59
60 !=====
=====!
61 ! Output Results Files Switches
62 !=====
=====!
63
64     w_vtk      = 0,                  ! in VTK format ( 1 -> ASCII , 2 -> Binary )
65     w_tecplot  = 1,                  ! in Tecplot ASCII format
66     w_obs      = 1
67 /

```

Anexo 4. Archivo bc.txt

```

1 !=====
==!
2 ! Number of boundary conditions
3 !=====
==!
4 3
5 !=====
==!
6 ! List of boundary conditions
7 !=====
==!
4 1  transm
5 2  transm
6 3  wall

```

Anexo 5. Archivo obs.txt

```

1  !=====
  !=====!
2  ! File Defining Points and/or Lines to output result in files at a prescribed temporal frequency
3  !=====
  !=====!
4
5  stations 184
6
7  469193.403 5595103.153 1.0
8  470869.347 5592903.650 1.0
9  470851.680 5592916.103 1.0
10 625797.021 5522945.961 1.0
11 625344.556 5523414.337 1.0
12 624001.325 5523877.615 1.0
13 622289.002 5520282.180 1.0
14 623304.732 5520008.694 1.0
15 627340.693 5527709.724 1.0
16 652266.305 5526382.687 1.0
17 652650.816 5523880.994 1.0
18 659506.461 5518853.299 1.0
19 658207.738 5513950.428 1.0
20 648842.755 5512902.507 1.0
21 646702.026 5513944.124 1.0
22 645753.383 5517419.730 1.0
23 627340.620 5527712.812 1.0
24 641184.604 5517937.955 1.0
25 641744.700 5518165.859 1.0
26 637641.356 5520321.576 1.0
27 638096.038 5518961.198 1.0
28 605270.953 5541793.190 1.0
29 600246.255 5543414.483 1.0
30 594459.175 5541641.010 1.0
31 579789.728 5531502.031 1.0
32 597586.933 5537557.382 1.0
33 590604.426 5534290.062 1.0
34 597724.922 5523596.302 1.0
35 599935.158 5522342.443 1.0
36 605609.381 5518131.708 1.0
37 607574.169 5517361.096 1.0
38 572228.222 5560103.963 1.0
39 563807.660 5566371.985 1.0
40 545133.333 5564991.366 1.0
41 553807.946 5567824.274 1.0
42 555620.312 5567586.569 1.0
43 554619.360 5565942.168 1.0
44 554991.215 5565612.405 1.0
45 543521.923 5565082.946 1.0
46 424623.910 5560215.559 1.0
47 425615.342 5560201.614 1.0
48 436283.617 5553459.136 1.0
49 430413.504 5556006.746 1.0
50 431853.321 5555299.306 1.0
51 424589.296 5561831.644 1.0
52 413096.995 5567147.491 1.0
53 442690.434 5553951.726 1.0
54 451208.841 5555837.638 1.0
55 429588.519 5557259.357 1.0
56 430024.390 5540820.354 1.0
57 436133.726 5554538.958 1.0
58 431549.580 5555914.813 1.0
59 432026.486 5554713.281 1.0
60 440449.929 5555106.791 1.0
61 440053.648 5554110.439 1.0
62 470746.783 5593543.711 1.0
63 551861.121 5547681.378 1.0
64 554261.752 5549487.435 1.0
65 649833.999 5529015.477 1.0
66 651160.764 5505828.053 1.0

```

67	660172.712	5516895.001	1.0
68	430265.654	5559873.017	1.0
69	463808.629	5605775.518	1.0
70	464788.565	5604159.536	1.0
71	467842.729	5601319.805	1.0
72	469187.265	5599770.414	1.0
73	468019.080	5596994.343	1.0
74	467842.729	5601319.805	1.0
75	468019.080	5596994.343	1.0
76	469870.342	5593264.481	1.0
77	469140.604	5593488.011	1.0
78	468570.110	5593312.233	1.0
79	468486.573	5593840.920	1.0
80	472923.305	5591101.198	1.0
81	473913.273	5588390.444	1.0
82	475308.882	5588649.361	1.0
83	476397.599	5580273.914	1.0
84	479944.523	5567021.254	1.0
85	478463.094	5569408.400	1.0
86	478687.068	5572440.558	1.0
87	477399.994	5579102.005	1.0
88	473143.651	5583649.978	1.0
89	472419.334	5584815.079	1.0
90	475742.172	5596227.202	1.0
91	475973.997	5583120.533	1.0
92	476730.196	5583135.681	1.0
93	504120.680	5574783.751	1.0
94	500565.028	5579257.626	1.0
95	477889.676	5584696.686	1.0
96	481286.457	5584742.245	1.0
97	484754.178	5584777.429	1.0
98	487034.061	5584135.069	1.0
99	487093.275	5584134.924	1.0
100	489111.448	5583630.011	1.0
101	495977.991	5584923.747	1.0
102	493395.501	5585590.412	1.0
103	499010.855	5582689.194	1.0
104	499439.198	5581855.190	1.0
105	499212.165	5582201.150	1.0
106	500384.975	5582991.805	1.0
107	503142.426	5580589.741	1.0
108	503142.426	5580589.741	1.0
109	502445.308	5580370.078	1.0
110	500078.991	5581546.294	1.0
111	504410.690	5577940.579	1.0
112	504503.739	5577739.895	1.0
113	504435.025	5577199.323	1.0
114	504662.416	5577079.061	1.0
115	500375.324	5579878.429	1.0
116	498979.581	5584326.198	1.0
117	497267.742	5583137.665	1.0
118	495881.482	5582638.198	1.0
119	506524.623	5576753.632	1.0
120	508235.641	5577194.605	1.0
121	511636.608	5576487.507	1.0
122	513797.350	5575637.137	1.0
123	517819.656	5578836.654	1.0
124	470914.584	5592887.956	1.0
125	470111.722	5595866.975	1.0
126	470210.841	5595980.700	1.0
127	471532.700	5598957.183	1.0
128	471533.870	5599173.394	1.0
129	471189.040	5601257.147	1.0
130	473501.081	5593099.793	1.0
131	473758.802	5591829.013	1.0
132	470758.639	5593549.823	1.0
133	471011.519	5594030.279	1.0
134	559762.473	5555106.082	1.0
135	553807.947	5567824.273	1.0

136 555620.314 5567586.573 1.0
137 554619.360 5565942.167 1.0
138 554991.345 5565600.051 1.0
139 597892.863 5549516.622 1.0
140 597172.486 5550011.979 1.0
141 596671.227 5549366.164 1.0
142 559762.473 5555106.082 1.0
143 553807.947 5567824.273 1.0
144 555620.314 5567586.573 1.0
145 554619.360 5565942.167 1.0
146 554991.345 5565600.051 1.0
147 546170.553 5562868.623 1.0
148 547216.651 5564930.701 1.0
149 564813.111 5558021.214 1.0
150 567089.089 5559186.328 1.0

151 576943.452 5560367.724
152 574208.315 5560929.410 1.0
153 568651.981 5561677.754 1.0
154 564467.432 5561847.818 1.0
155 561641.580 5561814.332 1.0
156 557547.636 5562891.597 1.0
157 555298.034 5563768.446 1.0
158 597892.863 5549516.622 1.0
159 597172.486 5550011.979 1.0
160 596671.227 5549366.164 1.0
161 605775.592 5545769.444 1.0
162 609540.936 5544029.483 1.0
163 605811.481 5543954.446 1.0
164 609503.781 5545844.474 1.0
165 603807.514 5545197.023 1.0
166 599000.610 5546959.546 1.0
167 564530.047 5557923.145 1.0
168 564748.255 5557925.793 1.0
169 564688.740 5557925.070 1.0
170 631844.840 5529485.380 1.0
171 625451.080 5532604.280 1.0
172 620304.900 5533384.010 1.0
173 613755.200 5537594.530 1.0
174 608297.120 5541337.210 1.0
175 606425.780 5534943.460 1.0
176 611260.080 5531980.500 1.0
177 616094.380 5529485.380 1.0
178 621708.400 5528549.710 1.0
179 622332.180 5537906.420 1.0
180 598238.660 5550226.080 1.0
181 592312.750 5555996.050 1.0
182 586074.940 5557867.390 1.0
183 579213.350 5559738.740 1.0
184 572039.880 5562545.750 1.0
185 571572.040 5558803.070 1.0
186 566425.850 5563481.420 1.0
187 565022.350 5559426.850 1.0
188 561903.440 5556619.830 1.0
189 559876.160 5561921.970 1.0
190 552780.650 5564261.150 1.0

191

192 sections 11

193

194 588400.0 5555000.0 590900.0 5561000.0 100 1.0 !section1 confluence between chuja and kuray
195 552600.0 5555000.0 555100.0 5573000.0 100 1.0 !seccion kuray
196 526000.0 5575000.0 531900.0 5586000.0 100 1.0 !section after dam
197 522200.0 5576000.0 522700.0 5584000.0 100 1.0 !section between dam and confluence
198 482200.0 5580000.0 482100.0 5587000.0 100 1.0 !section confluence chuja
199 480900.0 5576000.0 472800.0 5575000.0 100 1.0 !section confluence uimon
200 465000.0 5590000.0 478300.0 5591000.0 100 1.0 !section confluence katun
201 588900.0 5549000.0 601200.0 5552000.0 100 1.0 !section confluence between chuja and kuray 1
202 559130.0 5554000.0 596400.0 5556000.0 100 1.0 !seccion confluence between chuja and kuray 2
203 587900.0 5555000.0 591300.0 5560000.0 100 1.0 !section confluence between chuja and kuray 3
204 582300.0 5556000.0 586400.0 5562000.0 100 1.0 !section confluence between chuja and kuray 4

Anexo 6. Archivo m_user_data.f90

```

1  MODULE m_user_data
2
3
4  USE m_mesh
5  USE m_common
6
7  implicit none
8
9  CONTAINS
10
11 !=====
12 ! Bed elevation
13 !=====
14
15 real(kind=rp) FUNCTION bathy_user( x , y )
16
17 implicit none
18
19 real(kind=rp), intent(in) :: x , y
20
21 bathy_user = 0._rp
22
23 END FUNCTION bathy_user
24
25 !=====
26 ! Free surface elevation ( zs = h + bathy )
27 !=====
28
29 real(kind=rp) FUNCTION zs0_user( x , y , z )
30
31 implicit none
32
33 real(kind=rp), intent(in) :: x , y , z
34
35 ! En iber se uso (x0,y0)=(-316430,5623900), (x1,y1)=( -299750, 5640100)
36
37 ! if (y<=0.97122_rp*x + 5931200.0_rp) then
38 !if (y<=1.6829_rp*x + 4647000.0_rp) then !modificado
39 !if (y<=1.25_rp * (x - 540300._rp) + 5559000.0_rp) then !modificado
40 ! zs0_user = 2100.0_rp
41 if (y<=1.3553_rp * (x - 539935.831_rp) + 5558326.705_rp) then
42
43     zs0_user = 2100.0_rp
44 else
45     zs0_user = z
46 endif
47
48 END FUNCTION zs0_user
49 !=====
50 ! Manning coefficient
51 !=====
52
53 real(kind=rp) FUNCTION manning_user( x , y )
54
55 implicit none
56
57 real(kind=rp), intent(in) :: x , y
58
59 manning_user = 0.050_rp ! Bottom: gravels, cobbles, and few boulders
60
61 END FUNCTION manning_user
62
63 !=====
64 ! Initial x velocity
65 !=====
66
67 real(kind=rp) FUNCTION u0_user( x , y )

```

```

68
69     implicit none
70
71     real(kind=rp), intent(in) :: x , y
72
73     u0_user = 0.0_rp
74     END FUNCTION u0_user
75
76
77     !=====
78     ! Initial y velocity
79     !=====
80
81     real(kind=rp) FUNCTION v0_user( x , y )
82
83     implicit none
84
85     real(kind=rp), intent(in) :: x , y
86
87     v0_user = 0.0_rp
88
89     END FUNCTION v0_user
90
91     !=====
92     ! Inflow boundary condition
93     !=====
94
95     real(kind=rp) FUNCTION inflow_user( t , x , y )
96
97     implicit none
98
99     real (kind=rp), intent(in) :: t , x , y
100
101     inflow_user = 0.0_rp
102
103     END FUNCTION inflow_user
104
105     !=====
106     ! Outflow boundary condition
107     !=====
108
109     real(kind=rp) FUNCTION outflow_user( t , x , y )
110
111     implicit none
112
113     real (kind=rp), intent(in) :: t , x , y
114
115     outflow_user = 0.0_rp
116
117     END FUNCTION outflow_user
118
119     END MODULE m_user_data

```

Anexo 7. Inicialitacion.f90

```

46  !*****
47  !*****
48  !
49  ! Initialization Subroutine specific to Shallow-Water Model
50  !
51  !*****
52  !*****
53
54
55  SUBROUTINE Initial( dof0 , mesh )
56
57      USE m_common
58      USE m_mesh
59      USE m_mpi
60      USE m_model
61      USE m_numeric
62      USE m_obs
63      USE m_user_data
64
65      implicit none
66
67
68      !=====
69      ! Interface Variables
70
71      !=====
72
73      type( msh ), intent(in) :: mesh
74      type( unk ), intent(inout) :: dof0
75
76      !=====
77
78      ! Local Variables
79
80      !=====
81
82      character(len=1char) :: filename
83
84      integer(ip) :: icod
85
86      integer(ip), dimension(:), allocatable :: index_bathy_min
87
88      real(rp), dimension(:), allocatable :: bathy_min , bathy_min_glob
89
90      !=====
91
92      ! Bathymetry Initialization
93
94      !=====
95
96      if ( mesh_type == 'basic' .or. mesh_type == 'gmsh' ) then
97
98          allocate( bathy_cell( mesh%nc + mesh%ncb ) )
99
100         do i = 1,mesh%nc

```

```

96         bathy_cell(i) = bathy_user( mesh%cell(i)%grav%x , mesh%cell(i)%grav%y )
97
98     end do
99
100    call com_elt_r( bathy_cell , mesh )
101
102    do ie = 1,mesh%neb
103
104        i = mesh%edge( mesh%edgeb(ie)%ind )%cell(2)
105        j = mesh%edge( mesh%edgeb(ie)%ind )%cell(1)
106
107        bathy_cell(i) = bathy_user( mesh%cellb(ie)%grav%x , mesh%cellb(ie)%grav%y )
108
109    end do
110
111    else if ( mesh_type == 'dassflow' ) then
112
113        #ifdef USE_MPI
114            call swap_vec_r ( bathy_cell , swap_index( 1 : mesh%nc + mesh%ncb ) )
115            call reallocate_r( bathy_cell , mesh%nc + mesh%ncb )
116            ! call swap_vec_r ( bathy_cell_0 , swap_index( 1 : mesh%nc + mesh%ncb ) ) !modificado
117            ! call reallocate_r( bathy_cell_0 , mesh%nc + mesh%ncb ) !modificado
118            call swap_vec_r ( bathy_boole , swap_index( 1 : mesh%nc ) ) !modificado
119            call reallocate_r( bathy_boole , mesh%nc ) !modificado
120        #endif
121
122    end if
123
124    do ie = 1,mesh%neb
125
126        i = mesh%edge( mesh%edgeb(ie)%ind )%cell(2)
127        j = mesh%edge( mesh%edgeb(ie)%ind )%cell(1)
128
129        if ( mesh%edgeb(ie)%typlim == 'wall' ) bathy_cell(i) = bathy_cell(j)
130
131    end do
132
133
134    !=====
135    ! Manning Initialization
136
137    !=====
138    !=====
139
140    if ( .not. allocated( manning ) ) then
141
142        nland = mesh%nc
143
144        if ( mesh_type == 'basic' .or. &
145            mesh_type == 'gmsh' ) allocate( land( nland ) )
146
147        allocate( manning( nland ) )
148
149        do i = 1,mesh%nc
150
151            land( i ) = i
152
153            manning( i ) = manning_user( mesh%cell(i)%grav%x , mesh%cell(i)%grav%y )
154
155        end do
156
157        manning_data_glob = 0
158
159    else if ( mesh_type == 'dassflow' ) then
160
161        #ifdef USE_MPI
162            call swap_vec_i ( land , swap_index( 1 : mesh%nc ) )

```

```

161      call reallocate_i( land ,                mesh%nc      )
162
163      #endif
164
165      manning_data_glob = 1
166
167  end if
168
169
170  !=====
171  ! DOF Initialization
172
173  !=====
174  !=====!
175
176  inquire( file = 'ic.bin'      , exist = file_exist(1) )
177  inquire( file = 'restart.bin' , exist = file_exist(2) )
178
179  if ( file_exist(1) ) then
180
181      open(10,file='ic.bin',form='unformatted',status='old',access='direct',recl=3*length_real)
182      read(10,rec=1) tc0
183
184      tc0 = 0._rp
185
186  else if ( file_exist(2) ) then
187
188      open(10,file='restart.bin',form='unformatted',status='old',access='direct',recl=3*length_real)
189      read(10,rec=1) tc0
190
191      if ( abs( ts - tc0 ) < zerom ) call Stopping_Program_Sub( 'End of simulation time reached' )
192
193  end if
194
195  if ( file_exist(1) .or. file_exist(2)) then
196
197      do i = 1,mesh%nc
198
199          read(10,rec=1+swap_index(i)) dof0%h(i) , dof0%u(i) , dof0%v(i)
200
201      end do
202
203      close(10)
204
205  else
206
207      do i = 1,mesh%nc
208
209          dof0%h(i) = max( 0._rp , zs0_user( mesh%cell(i)%grav%x , mesh%cell(i)%grav%y , bathy_cell(i) )
210 - bathy_cell(i) )
211          dof0%zb(i) = bathy_boole(i) * max ( hicc , bathy_cell(i) ) &
212 + ( 1.0_rp - bathy_boole(i) ) * bathy_cell(i) ! modificado
213
214          if ( dof0%h(i) > heps ) then
215
216              dof0%u(i) = u0_user( mesh%cell(i)%grav%x , mesh%cell(i)%grav%y )
217              dof0%v(i) = v0_user( mesh%cell(i)%grav%x , mesh%cell(i)%grav%y )
218
219          else
220
221              dof0%u(i) = 0._rp
222              dof0%v(i) = 0._rp
223
224          end if
225
226      end do
227
228  end if
229
230
231
232
233

```

```

224         end do
225
226     end if
227
228     call com_dof( dof0 , mesh )
229
230
=====
231     ! Boundary Condition Initialization
232
233
=====
234     if ( mesh_type == 'basic' ) then
235
236         bc%nb = 4
237
238         allocate( bc%typ ( bc%nb , 2 ) )
239         allocate( bc%grp( bc%nb      ) )
240
241         bc%typ(1,1) = bc_W
242         bc%typ(2,1) = bc_E
243         bc%typ(3,1) = bc_S
244         bc%typ(4,1) = bc_N
245
246         bc%typ(:,2) = ''
247
248     end if
249
250     allocate( bc%inflow ( 2 * mesh%neb ) )
251     allocate( bc%outflow( 2 * mesh%neb ) )
252
253     allocate( bc%sum_mass_flux( bc%nb ) )
254
255
=====
256     ! Loading/Creating hydrograph File
257
258
=====
259     inquire( file = 'hydrograph.txt' , exist = file_exist(1) )
260
261     call mpi_wait_all
262
263     if ( file_exist(1) ) then
264
265         open(10,file='hydrograph.txt',status='old')
266
267         read(10,*)
268         read(10,*)
269         read(10,*)
270
271         read(10,*) bc%nb_in
272
273         allocate( bc%hyd( bc%nb_in ) )
274
275         do i = 1,bc%nb_in
276
277             read(10,*)
278             read(10,*)
279             read(10,*)
280
281             read(10,*) j
282
283             allocate( bc%hyd( i )%t( j ) )
284             allocate( bc%hyd( i )%q( j ) )

```

```

285
286     do k = 1,j
287
288         read(10,*) bc%hyd( i ) %t( k ) , bc%hyd( i )%q( k )
289
290     end do
291
292     if ( mesh_type == 'basic' ) then
293
294         do k = 1,4
295
296             if ( bc%typ(k,1)(1:8) == 'discharg' ) then
297
298                 bc%typ ( k , 2 ) = 'file'
299
300                 bc%grp( k ) = i
301
302                 exit
303
304             end if
305
306             if ( k == 4 .and. bc%typ(k,2) == '' ) &
307
308                 call Stopping_Program_Sub( 'Hydrograph given and no discharg boundary is specified' )
309
310             end do
311
312         end if
313
314     end do
315
316     close(10)
317
318     else if ( any( bc%typ(:,1)(1:8) == 'discharg' ) ) then
319
320         if ( dta > zerom ) then
321
322             call gen_hydrograph
323
324             call Stopping_Program_Sub( 'File hydrograph.txt generated with provided dta and inflow_user' )
325
326         else
327
328             call Stopping_Program_Sub( 'File hydrograph.txt not provided ... (can be genetated with dta and
inflow_user)' )
329
330         end if
331
332     end if
333
334
335     !=====
336     ! Loading rating curve
337
338     !=====
339
340     inquire( file = 'rating_curve.txt' , exist = file_exist(1) )
341
342     call mpi_wait_all
343
344     if ( file_exist(1) ) then
345
346         open(10,file='rating_curve.txt',status='old')
347
348         read(10,*)
349         read(10,*)
350         read(10,*)

```

```

349
350     read(10,*) bc%nb_out
351
352     allocate( bc%rat( bc%nb_out ) )
353
354     do i = 1,bc%nb_out
355
356         read(10,*)
357         read(10,*)
358         read(10,*)
359
360         read(10,*) j , bc%rat( i )%z_rat_ref
361
362         allocate( bc%rat( i )%h( j ) )
363         allocate( bc%rat( i )%q( j ) )
364
365         do k = 1,j
366
367             read(10,*) bc%rat( i )%h( k ) , bc%rat( i )%q( k )
368
369         end do
370
371         if ( mesh_type == 'basic' ) then
372
373             do k = 1,4
374
375                 if ( bc%typ(k,1)(1:8) == 'ratcurve' ) then
376
377                     bc%typ ( k , 2 ) = 'file'
378
379                     bc%grp( k ) = i
380
381                     exit
382
383                 end if
384
385                 if ( k == 4 .and. bc%typ(k,2) /= 'file' ) &
386
387                     call Stopping_Program_Sub( 'Ratcurve given and no ratcurve boundary is specified' )
388
389             end do
390
391         end if
392
393     end do
394
395     close(10)
396
397 else
398
399     bc%nb_out = 1
400
401     allocate( bc%rat( bc%nb_out ) )
402
403 end if
404
405
406 !=====
407 ! Setting minimal condition to initialize discharg bc
408
409 !=====
410
411 allocate( index_bathy_min( bc%nb ) )
412
413 allocate( bathy_min( bc%nb ) )

```

```

412
413 allocate( bathy_min_glob( np ) )
414
415 bathy_min(:) = hugem
416 index_bathy_min(:) = - 1
417
418 do ie = 1,mesh%neb
419
420     if ( mesh%edgeb(ie)%typlim(1:8) == 'discharg' ) then
421
422         i = mesh%edgeb(ie)%group
423         j = mesh%edge( mesh%edgeb(ie)%ind )%cell(1)
424
425         if ( bathy_cell(j) < bathy_min(i) ) then
426
427             bathy_min(i) = bathy_cell(j)
428
429             index_bathy_min(i) = j
430
431         end if
432
433     end if
434
435 end do
436
437 do i = 1,bc%nb
438
439     if ( bc%typ(i,1)(1:8) == 'discharg' ) then
440
441         call mpi_allgather_r( bathy_min(i) , bathy_min_glob )
442
443         if ( index_bathy_min(i) > 0 .and. proc == minloc( bathy_min_glob , 1 ) - 1 ) then
444
445             if ( dof0%h( index_bathy_min(i) ) == 0._rp ) then
446
447                 dof0%h( index_bathy_min(i) ) = 1.d-1
448
449             end if
450
451         end if
452
453     end if
454
455 end do
456
457 deallocate( index_bathy_min , bathy_min , bathy_min_glob )
458
459
=====
=====!
460     ! Cell Bathymetry Gradient
461
462
=====
=====!
463 allocate( grad_z ( mesh%nc + mesh%ncb ) )
464 allocate( grad_z2( mesh%nc + mesh%ncb ) )
465 allocate( z_eq   ( mesh%nc + mesh%ncb ) )
466
467 call FV_Cell_Grad ( grad_z , bathy_cell , mesh )
468 call FV_Cell_Grad2( grad_z2 , bathy_cell , mesh )
469
470
=====
=====!
471     ! Set heps to be at minimum to zero machine precision

```

```

472
473
!=====
=====!
474     heps = heps + zerom
475
476
!=====
=====!
477     ! Initilization of Stations and Sections to output in time with dtp time step
478
479
!=====
=====!
480     if ( w_obs == 1 ) then
481
482
!=====
=====!
483     ! Opening Data File concerning Stations and Sections Recording at prescribed frequency
484
485
!=====
=====!
486     open(10,file='obs.txt',form='formatted',status='old')
487
488
!=====
=====!
489     ! Treating First Time Stations or Sections Data Record
490
491
!=====
=====!
492     buffer = '' ; icod = 1
493
494     do while ( buffer(1:8) /= 'stations' .and. buffer(1:8) /= 'sections' .and. icod >= 0 )
495
496         read(10,'(A)',iostat=icod) buffer
497
498     end do
499
500     if ( icod >= 0 ) call read_stations_or_sections
501
502
!=====
=====!
503     ! Treating Second Time Stations or Sections Data Record
504
505
!=====
=====!
506     buffer = '' ; icod = 1
507
508     do while ( buffer(1:8) /= 'stations' .and. buffer(1:8) /= 'sections' .and. icod >= 0 )
509
510         read(10,'(A)',iostat=icod) buffer
511
512     end do
513
514     if ( icod >= 0 ) call read_stations_or_sections
515
516
!=====
=====!
517     ! Closing Data File concerning Stations and Sections Recording at prescribed frequency

```

```

518
519
!=====
=====!
520     close(10)
521
522     end if
523
524
!=====
=====!
525     ! Initialize obs
526

527
!=====
=====!
528     if ( use_obs == 1 ) then
529
530         nb_obs = 0
531
532         call read_stations
533
534         nb_obs = nb_obs + size( station )
535
536         allocate( innovation( nb_obs ) )
537
538         do iobs = 1,size( station )
539
540             innovation( iobs )%nb_dt = size( station( iobs )%t(:) )
541
542             innovation( iobs )%nb_dx = 1
543
544             allocate( innovation( iobs )%diff( innovation( iobs )%nb_dt * &
545                                     innovation( iobs )%nb_dx ) )
546
547             innovation( iobs )%diff(:) = 0._rp
548
549         end do
550
551     !     call read_sections
552
553     !     nb_obs = nb_obs + size( section )
554
555     !     do iobs = 1 + size( station ) , size( station ) + size( section )
556
557     !         innovation( iobs )%nb_dt = size( section( iobs )%t(:) )
558
559     !         innovation( iobs )%nb_dx = 1
560
561     !         allocate( innovation( iobs )%diff( innovation( iobs )%nb_dt * &
562     !             innovation( iobs )%nb_dx ) )
563
564     !     end do
565
566     end if
567
568
569 CONTAINS
570
571
572 !*****
573 !*****
574 !
575 ! Reading Stations or Sections informations in obs.txt file and Creating associated structure
576 !

```

```

577  !*****!
578  !*****!
579
580
581  SUBROUTINE read_stations_or_sections
582
583      implicit none
584
585
586      !=====
587      ! Local Variables
588
589      !=====
590
591      type( vec2d ) :: pt_temp(2)
592
593      real(rp) :: length
594
595      integer(ip) :: nb_rec , nb_pt , iobs
596
597      logical :: point_in_cell
598
599      !=====
600
601      ! Beginning Treatment of File 'obs.txt'
602
603      !=====
604
605      backspace 10
606
607      read(10,*) buffer , nb_rec
608
609      select case( trim(buffer) )
610
611      case( 'stations' )
612
613          allocate( station( nb_rec ) )
614
615          do iobs = 1,nb_rec
616
617              !=====
618              ! Reading Stations Informations in 'obs.txt' File
619              !=====
620
621              read(10,*) station( iobs )%pt%coord%x , &
622                  station( iobs )%pt%coord%y , &
623                  station( iobs )%dt
624
625              !=====
626              ! Searching Cells for Stations
627              !=====

```

```

625      station( iobs )%pt%cell = -1
626
627      do i = 1,mesh%nc
628
629          if ( point_in_cell( station( iobs )%pt%coord , i , mesh ) ) then
630
631              station( iobs )%pt%cell = i ; exit
632
633          end if
634
635      end do
636
637      if ( w_tecplot == 1 .and. proc == 0 ) then
638
639          call system('mkdir -p res')
640
641          write(buffer,'(A,I3.3,A)') 'res/pos_station_', iobs , '.plt'
642
643          open(20,file=trim(buffer),status='replace',form='formatted')
644
645          write(20,'(A)') 'TITLE = "DassFlow Station Position"'
646          write(20,'(A)') 'VARIABLES = "x","y"'
647
648          write(20,'(2E515.7)') station( iobs )%pt%coord%x , station( iobs )%pt%coord%y
649
650          close(20)
651
652      end if
653
654      end do
655
656      case( 'sections' )
657
658          allocate( section( nb_rec ) )
659
660          do iobs = 1,nb_rec
661
662              !=====
663              !   Reading Sections Informations in 'obs.txt' File
664              !=====
665
666              read(10,*) pt_temp(1)%x , &
667                        pt_temp(1)%y , &
668                        pt_temp(2)%x , &
669                        pt_temp(2)%y , &
670                        nb_pt , &
671                        section( iobs )%dt
672
673              !=====
674              !   Calculating Sections points and normal
675              !=====
676

```

```

677      allocate( section( iobs )%pt( nb_pt ) )
678
679      section( iobs )%pt( 1 )%coord = pt_temp(1)
680      section( iobs )%pt( nb_pt )%coord = pt_temp(2)
681
682      do j = 2,nb_pt-1
683
684          section( iobs )%pt(j)%coord%x = section( iobs )%pt(1)%coord%x + real( j-1 , rp ) *
&
685              ( section( iobs )%pt( nb_pt )%coord%x - &
686                  section( iobs )%pt( 1 )%coord%x ) / real(
nb_pt-1 , rp )
687
688          section( iobs )%pt(j)%coord%y = section( iobs )%pt(1)%coord%y + real( j-1 , rp ) *
&
689              ( section( iobs )%pt( nb_pt )%coord%y - &
690                  section( iobs )%pt( 1 )%coord%y ) / real(
nb_pt-1 , rp )
691
692      end do
693
694      length = sqrt( ( pt_temp(2)%x - pt_temp(1)%x )**2 + &
695                      ( pt_temp(2)%y - pt_temp(1)%y )**2 )
696
697      section( iobs )%normal%x = ( pt_temp(1)%y - pt_temp(2)%y ) / length
698      section( iobs )%normal%y = ( pt_temp(2)%x - pt_temp(1)%x ) / length
699
700      section( iobs )%dx = length / real( nb_pt - 1 , rp )
701
702      !=====
703      ! Searching Cells for all points in Sections
704
705
706      !=====
707      section( iobs )%pt(:)%cell = -1
708
709      do j = 1,nb_pt
710
711          do i = 1,mesh%nc
712
713              if ( point_in_cell( section( iobs )%pt(j)%coord , i , mesh ) ) then
714
715                  section( iobs )%pt(j)%cell = i ; exit
716
717              end if
718
719          end do
720
721      end do
722
723      end do
724
725      end select
726
727      END SUBROUTINE
728
729      !*****
730      !*****
731      !
732      ! Generating an hydrograph.txt file using provided inflow_user (in m_user_data.f90) and dta (in
input.txt)
733      !
734      !*****

```

```

735 *****!
736 !*****!
737 *****!
738
739 SUBROUTINE gen_hydrograph
740     implicit none
741
742     if ( proc == 0 ) then
743
744         allocate( bc%hyd( 1 ) )
745
746         j = 1
747
748         tc = 0._rp
749
750         do while ( tc < ts )
751
752             j = j + 1
753
754             tc = tc + dta
755
756         end do
757
758         allocate( bc%hyd( 1 )%t( j ) )
759         allocate( bc%hyd( 1 )%q( j ) )
760
761         i = 1
762
763         tc = 0._rp
764
765         do while ( tc < ts )
766
767             bc%hyd( 1 )%t( i ) = tc
768             bc%hyd( 1 )%q( i ) = inflow_user( tc , 0._rp , 0._rp )
769
770             tc = tc + dta
771
772             i = i + 1
773
774         end do
775
776         bc%hyd( 1 )%t( i ) = ts
777         bc%hyd( 1 )%q( i ) = inflow_user( ts , 0._rp , 0._rp )
778
779         open(10,file='hydrograph.txt',status='replace')
780
781         write(10,'(A)') '!=====!'
782         write(10,'(A)') '! Number of hydrograph'
783         write(10,'(A)') '!=====!'
784

```

```
785     write(10,'(I1)') 1
786
787     write(10,'(A)') '!'=====!'
788     write(10,'(A)') '!' Hydrograph'
789     write(10,'(A)') '!'=====!'
790
791     write(10,'(I10)') j
792
793     do i = 1,j
794
795         write(10,'(2ES15.7)') bc%hyd( 1 )%t( i ) , bc%hyd( 1 )%q( i )
796
797     end do
798
799     close(10)
800
801 end if
802
803 END SUBROUTINE
804
805
806 END SUBROUTINE Initial
```

Anexo 8. Script Euler_time_step_first_b1.F90

```

46  !*****
47  !*****
48  !
49  ! Perform Euler Time Step dedicated to Shallow-Water Equations
50  !
51  !*****
52  !*****
53
54
55  SUBROUTINE euler_time_step_first_b1( dof , mesh )
56
57      USE m_common
58      USE m_mesh
59      USE m_mpi
60      USE
61      m_time_screen
62      !NOADJ
63      USE m_model
64
65      implicit none
66
67      !=====
68      ! Interface Variables
69
70      !=====
71
72      type( msh ), intent(in) :: mesh
73      type( unk ), intent(inout) :: dof
74
75      !=====
76      ! Local Variables
77
78      !=====
79
80      integer(ip) :: iL , iR                ! Left and Right cells indexes to edge
81
82      real(rp) :: hL(2) , uL(2) , vL(2) , zL    ! Left State in edge cell normal coordinates
83      real(rp) :: hR(2) , uR(2) , vR(2) , zR    ! Right State in edge cell normal coordinates
84
85      real(rp), dimension( sw_nb ) :: nflux      ! Finite Volume normal edge flux
86      real(rp), dimension( sw_nb ) :: lflux      ! Finite Volume edge flux in (x,y) coordinates
87
88      real(rp), dimension( sw_nb , mesh%nc ) :: tflux    ! Finite Volume total flux for each cell
89
90      real(rp) :: h , u , v                        ! Temporal primitive variables
91
92      real(rp) :: vel                                ! Velocity norm
93
94      real(rp) :: sfl                                ! Manning
95
96      real(rp), dimension(7) :: tim, Z            !puesto nuevo
97      real(rp), dimension(1) :: zfin              !puesto nuevo
98
99      integer(ip), dimension(1) :: ire, ind        !puesto nuevo
100
101      Logical :: encontrado

```

```

100
101 encontrado = .false.
102
103 !tim = (/0.0,13.0,16.0,32.0,56.0,64.0,66.5,67.0 /)
104           855.6,1854.0,1800.0 /)
105
106 Z = (/1870.1,1869.8,1866.8,1860.4,1855.6,1854.0,1800.0 /)
107
108 ire = 1
109 do while (not(encontrado))
110     if (any(tim(ire) >= tc/3600.0d0)) then
111         ind = ire
112         encontrado = .true.
113         ire = 1
114     else
115         ire = ire+1
116     endif
117 enddo
118
119 !=====
120 ! Begin Subroutine
121
122 !=====
123 tflux(:, :) = 0._rp
124
125 do ie = 1, mesh%ne
126
127 !=====
128 ! Calculate Left and Right States
129
130 !=====
131 iL = mesh%edge(ie)%cell(1)
132 iR = mesh%edge(ie)%cell(2)
133
134 hL(1) = dof%h( iL )
135 hR(1) = dof%h( iR )
136
137 if ( hL(1) > heps .or. hR(1) > heps ) then
138
139     zL = dof%zb( iL ) !bathy_cell( iL ) modificado
140     zR = dof%zb( iR ) !bathy_cell( iR ) modificado
141
142     uL(1) = dof%u( iL )
143     vL(1) = dof%v( iL )
144
145     uL(2) = mesh%edge(ie)%normal%x * uL(1) + mesh%edge(ie)%normal%y * vL(1)
146     vL(2) = mesh%edge(ie)%normal%x * vL(1) - mesh%edge(ie)%normal%y * uL(1)
147
148     if ( mesh%edge(ie)%boundary ) then
149
150         call calc_boundary_state( mesh , hL(1) , zL , uL(2) , vL(2) , &
151                                   hR(1) , zR , uR(2) , vR(2) )
152
153     else
154
155         uR(1) = dof%u( iR )
156         vR(1) = dof%v( iR )
157

```

```

158         uR(2) = mesh%edge(ie)%normal%x * uR(1) + mesh%edge(ie)%normal%y * vR(1)
159         vR(2) = mesh%edge(ie)%normal%x * vR(1) - mesh%edge(ie)%normal%y * uR(1)
160
161     end if
162
163
=====
164     ! New reconstructed well balanced water depth
165
166
=====
=====!
167         hL(2) = max( 0._rp , hL(1) + zL - max( zL , zR ) )
168         hR(2) = max( 0._rp , hR(1) + zR - max( zL , zR ) )
169
170
=====
=====!
171     ! Calling the balanced HLLC Solver dedicated to Shallow-Water Equations
172
173
=====
=====!
174     call sw_hllc( hL(2) , uL(2) , vL(2) , &
175                  hR(2) , uR(2) , vR(2) , nflux )
176
177
=====
=====!
178     ! Boundary post treatment :
179     ! - Feedback control of bathy_cell in ghost cells to properly control the Qin imposed
180     ! - Calculation of nflux sum for each inflow
181

```

```

182
!=====
====
=====!
183  if ( mesh%edge(ie)%boundary ) call boundary_post( nflux(1) , iR ,
    mesh )
184
185
!=====
=====
=====!
186  ! Flux rotation and summation (as antisymmetric part to save time
    computation)
187
188
!=====
====
=====!
189      lflux(1) = nflux(1)
190      lflux(2) = mesh%edge(ie)%normal%x * nflux(2) - mesh%edge(ie)%normal%y * nflux(3)
191      lflux(3) = mesh%edge(ie)%normal%y * nflux(2) + mesh%edge(ie)%normal%x * nflux(3)
192      lflux(1:3) = lflux(1:3) * mesh%edge(ie)%length
193
194      tflux( 1 , iL ) = tflux( 1 , iL ) + lflux(1)
195      tflux( 2 , iL ) = tflux( 2 , iL ) + lflux(2)
196      tflux( 3 , iL ) = tflux( 3 , iL ) + lflux(3)
197
198
199      tflux( 2 , iL ) = tflux( 2 , iL ) + mesh%edge(ie)%normal%x * mesh%edge(ie)%length
    * 0.5_rp * g * ( &
200
201
202
203
204
205      tflux( 3 , iL ) = tflux( 3 , iL ) + mesh%edge(ie)%normal%y * mesh%edge(ie)%length
    * 0.5_rp * g * ( &
206
207
208
209
210
211
212
213
214
215
216
217
218
219
220
221
222
223
!=====
=====
=====!
224      !Euler
225
226
!=====
====
=====!
227      do i
    = 1, mesh%nc
228
229      h = dof%h(i)
230      u = dof%u(i)

```

```

231      v
= dof%v(i)
232
233  dof%h(i) = max( 0._rp , h - dt * tflux(1,i) *
mesh%cell(i)%invsurf )
234
235  !dof%h(i) = h - dt * tflux(1,i) *
mesh%cell(i)%invsurf 236
237  !      if ( dof%h(i) < 0._rp ) call spread_mass_added(
dof , mesh ) 238
239
!=====
=====
=====!
240      Positivity
241
242
!=====
=====
=====!
243  if ( dof%h(i) <= heps
) then
244
245      dof%u(i) = 0._rp
dof%v(i)
= 0._rp
247
248  else
249
250      dof%u(i) = ( h * u - dt * ( tflux(2,i) * mesh%cell(i)%invsurf ) ) / dof%h(i)
dof%v(i) = ( h * v - dt * ( tflux(3,i) * mesh%cell(i)%invsurf ) ) / dof%h(i)
252
253
!=====
=====
254  !Semi-Implicit Treatment of Friction Source Term (Manning/Strickler Formula)
255
256
!=====
=====
=====!
257  if ( friction == 1 ) then
258
259  vel = sqrt( dof%u(i)**2 + dof%v(i)**2 )
260
261  sf1 = dof%h(i)**d4p3 / ( dof%h(i)**d4p3 + dt * g * manning( land(i) )**2 * vel )
262
263  else if ( friction == 2 )
then
264
265  sf1 = one - dt * manning( land(i) )
266
267      else
268
269  sf1 = 1._rp
270
271      end if
272
273      dof%u(i) = dof%u(i) * sf1
274      dof%v(i) = dof%v(i) * sf1
275
276  end if
277
278  dof%zb(i) = bathy_boole(i) * max ( hbed + (hice-hbed) * ( 1._rp - tc /
(3600._rp*tbreach) ) , bathy_cell(i) )&
279  + ( 1.0_rp - bathy_boole(i) ) * bathy_cell(i)
! modificado
280
21      end do
282

```

```

283      !=====
      =====
      =====!
284      ! Calling MPI and filling
ghost cells
285
286
!=====
====
=====!
287      call com_dof(
          dof , mesh )
288
289      call com_elt_r( bathy_cell
          , mesh )
290
291  END SUBROUTINE euler_time_step_first_b1

```