



Escola Tècnica Superior d'Enginyers
de Camins, Canals i Ports de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

PROJECTE O TESINA D'ESPECIALITAT

Títol

**FLOOD-EARTH: Projecció del nivell del mar màxim
potencial per efectes de desglaç global mitjançant tècniques
SIG**

Autor/a

Pau Borràs Blanco

Tutor/a

Allen Bateman Pinzón

Departament

Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental

Intensificació

Enginyeria Hidràulica i Marítima

Data

Febrer de 2011

RESUM

TÍTOL: FLOOD-EARTH: Projectió del nivell del mar màxim potencial per efectes de desglaç global mitjançant tècniques SIG.

AUTOR: Pau Borràs Blanco

TUTOR: Allen Bateman Pinzón

PARAULES CLAU: increment del nivell dels oceans, Canvi Climàtic, corba hipsomètrica, desglaç, SIG, inundació.

El futur increment del nivell dels oceans causat pel Canvi Climàtic té un gran potencial a l'hora de modificar processos físics, activitats econòmiques i sistemes socials a les regions costaneres. El propòsit del present treball consisteix a avaluar els efectes causats sobre el medi i la població deguts a aquest increment. En concret, l'objectiu principal és establir una relació entre l'altura d'inundació i l'àrea inundada, per tal de poder representar la corba hipsomètrica global del planeta Terra fins a una altura màxima fixada pel volum d'aigua congelada actualment emmagatzemat al planeta.

Per tal de realitzar una avaluació fidedigna del màxim nivell potencial d'inundació a partir dels volums de gel emmagatzemats a la Terra, cal realitzar un treball previ de documentació per tal d'establir els principals factors fisicoquímics que intervenen en el nivell dels oceans. A partir d'aquest primer apropament, es decidirà l'estratègia bàsica a seguir per als càlculs d'inundabilitat, establint hipòtesis de partida

que permetin un càlcul àgil, però a la vegada versemblant amb les condicions físiques reals que influeixen en el nivell dels oceans.

En base a un hipotètic escenari extrem de desglaç total de la criosfera terrestre, que segons les estimacions més recents emmagatzema aproximadament 28 milions de quilòmetres cúbics d'aigua, s'han desenvolupat tècniques SIG amb l'objectiu d'avaluar i visualitzar els impactes globals de la inundació potencial, utilitzant els millors models digitals d'elevació disponibles. La qualitat i resolució dels models utilitzats és 100 vegades major que els utilitzats en els treballs més recents d'avaluació d'àrees potencialment inundables a causa de l'increment del nivell dels oceans.

Les dades espacials pateixen un pretractament per tal d'incorporar les diferències entre el geoide i la superfície mitja dels oceans. De la mateixa manera, s'ha realitzat un càlcul d'interpolació de la topografia oceànica en zones actualment emergides, per tal de prendre en consideració les diferències esmentades més enllà dels límits actualment definits.

Els càlculs d'inundabilitat realitzats impliquen un ús creuat de tècniques SIG i programació en codi FORTRAN, que proporciona una gran agilitat als processos de càlcul que involucren la lectura d'un gran volum de dades d'entrada. Aquest gran volum de dades comporta la fragmentació del procés de càlcul en 72 processos independents. Una vegada realitzats els processos es realitza una agregació de tots els resultats per a l'obtenció dels resultats globals d'àrea i volum en funció de l'altura d'inundació. Els càlculs a les zones àrtica i antàrtica són de tipus analític i no numèric.

Una vegada determinada la màxima cota de sobreelevació marina potencial causada pel desglaç global (entre 66 i 67 metres), s'ha estimat que l'àrea potencialment inundada es troba entre 0,235 (un metre) i 14,245 (seixanta-set metres) milions de km². La població afectada en les àrees susceptibles d'inundació es troba entre 267 (un metre) i 2.202 (seixanta-set metres) milions d'habitants.

ABSTRACT

TITLE: FLOOD-EARTH: Projections of maximum potential sea level rise due to global thaw effects by GIS techniques.

AUTHOR: Pau Borràs Blanco

TUTOR: Allen Bateman Pinzón

KEYWORDS: sea level rise, Climate Change, hypsometric curve, thaw, GIS, flooding.

The future sea level rise caused by Climate Change has the potential to modify physical processes, economic activities and social systems in coastal regions. The purpose of this project is to assess the physical and demographic due to sea level rise. Specifically, the main target is to establish a relationship between the height and the flooded area, in order to determine the global hypsometric curve of Earth to a maximum height fixed by the volume of frozen water stored nowadays in the planet.

In order to develop an accurate assessment of the maximum potential level of flooding from the frozen water volume stored on Earth, a previous work of documentation needs to be done to establish the main physical and chemical factors that take part in the ocean levels. From that first approach, we decide the basic strategy to develop the flooding calculations, establishing initial hypothesis which allow an agile calculation process, but also plausible with the physical conditions that affect the sea level.

Based on an hypothetical extreme scenario where the whole cryosphere, which latest estimations stores an approximate volume of 28 million cubic kilometers, GIS techniques have been developed with the aim of assess and visualize the global impacts of potential flooding, using the best datasets available. The quality and resolution of the datasets used are 100 times greater than the ones used in recent investigation works related to the assessment of potential flooding areas due to sea level rise.

The spatial data is put through a preprocessing in order to incorporate the differences between the geoid and the mean sea surface. Moreover, an interpolation calculation has been done to simulate the ocean topography in areas currently emerged, in order to take into consideration the mentioned differences beyond the actual limits defined.

The flooding calculations done imply a crossover use of GIS techniques and programming in FORTRAN code, which provide a great agility to calculation processes which involve a big amount of input data. That great volume of data leads to a fragmentation of the calculation process in 72 independent processes. Once all the processes are finished, an aggregation of all the results is done to obtain the global area and volume results as a function of the flooding height. The calculations in the Arctic and Antarctic zones are analytical nor numerical.

After the calculations, we were able to determine the maximum potential ocean height caused by global thaw (between 66 and 67 meters), which lead to the estimation of the potential inundated area. The size of this area is between 0,235 (one meter) and 14,245 million (sixty seven meters) km². Population in the susceptible areas was estimated to range from 267 (one meter) to 2.202 million (sixty seven meters) people.

AGRAÏMENTS

En primer lloc, m'agradaria donar el meu més sincer agraïment a Vicente de Medina, del Grup d'Investigació en Transport de Sediments (GITS) de la UPC pel seu inacabable entusiasme i predisposició a l'hora d'atendre les meves consultes i dubtes, que no han estat pocs. Els seus coneixements sobre programació en FORTRAN han estat essencials per a poder agilitzar els processos de càlcul d'inundació. També les seves reflexions en múltiples aspectes del treball han aconseguit esperonar el meu enginy i les meves reflexions sobre com abordar algunes problemàtiques durant el desenvolupament d'aquesta tesina.

Molt importants han estat també les indicacions i aportacions d'Albert Herrero, bon amic i membre també del GITS, que per mitjà dels seus amplis coneixements sobre geometria diferencial i càlcul integral ha il·luminat algunes zones fosques de la tesina pel que fa al tractament matemàtic i idealització del geoide terrestre, la seva comparació amb l'el·lipsoide de referència i l'estimació dels errors comesos en la projecció sobre el pla d'aquets cossos tridimensionals.

També vull agrair de manera especial l'ajuda de José Rebollo, de qui va sorgir la engrescadora i a la vegada descabellada idea d'aquesta tesina. Les seves innumerables aportacions i inquietuds sobrepassen l'abast d'aquest treball, però la seva energia positiva en les nostres trobades, conjugada amb una sincera demostració d'interès cap als meus progressos han estat d'un gran valor.

ÍNDEX

RESUM.....	I
ABSTRACT	III
AGRAÏMENTS	V
CAPÍTOL 1: INTRODUCCIÓ	1
1.1 INTRODUCCIÓ.....	1
1.2 MOTIVACIÓ.....	2
1.3 OBJECTIUS.....	3
1.3.1 Objectiu principal	3
1.3.2 Objectius derivats	4
1.4 ESTRUCTURA DEL DOCUMENT	4
CAPÍTOL 2: ESTAT DE L'ART	7
2.1 INTRODUCCIÓ.....	7
2.2 MASSES DE GEL A LA TERRA	8
2.2.1 Isostàsia i rebot postglacial	11
2.3 ALTRES FACTORS INFLUENTS EN EL NIVELL DELS OCEANS	11
2.3.1 Temperatura	12
2.3.2 Salinitat.....	12
2.3.3 Compressibilitat	13
2.3.4 Permeabilitat del sòl.....	14
2.4 CORBES HIPSOMÈTRIQUES.....	14
2.5 TREBALLS ANTERIORS.....	15
2.5.1 GIS Analysis of Global Impacts from Sea Level Rise	16
2.5.2 IPCC Fourth Assessment Report.....	16
2.6 CONCLUSIONS RESPECTE L'ESTAT DE L'ART	17
CAPÍTOL 3: DADES DE PARTIDA.....	19
3.1 MODELS DIGITALS D'ELEVACIÓ.....	19
3.2 DEM'S UTILITZATS EN L'ESTUDI	21
3.2.1 Shuttle Radar Topography Mission	21

3.2.2	ASTER Global Digital Elevation Model.....	21
3.2.3	Topografia antàrtica	22
3.2.4	Tractament de les elevacions negatives dels DEM's.....	24
3.3	LA IDEALITZACIÓ DE LA TERRA. L'EL·LIPSOIDE	26
3.3.1	Definició de l'el·lipsoide WGS84.....	26
3.4	EL GEOIDE.....	27
3.5	EL NIVELL MIG DEL MAR.....	29
3.6	TOPOGRAFIA OCEÀNICA DINÀMICA.....	31
CAPÍTOL 4: CÀLCULS		32
4.1	HIPÒTESIS DE PARTIDA.....	32
4.2	SUPERFÍCIE D'INTEGRACIÓ	33
4.2.1	Superfície de l'el·lipsoide	33
4.2.2	Superfície de l'esfera	34
4.2.3	Error volumètric.....	34
4.3	DESCRIPCIÓ DEL PROCÉS DE CÀLCUL	35
4.4	TRACTAMENT PREVI.....	39
4.4.1	Hardware i software utilitzats	39
4.4.2	Geoide EGM96	40
4.4.3	Mean Sea Surface	41
4.4.4	SRTM V4.1 DEM	42
4.4.5	ASTER GDEM	43
4.4.6	Unió dels DEM SRTM i ASTER.....	44
4.5	ESTIMACIÓ DE LA DOT EN ZONES POTENCIALMENT INUNDABLES.....	45
4.5.1	Interpolació segons Distància Inversa Ponderada.....	45
4.5.2	Procés de càlcul.....	47
4.6	MODIFICACIÓ DELS DEM GLOBALS MITJANÇANT LA DOT.....	49
4.6.1	Procés de càlcul.....	49

4.6.2	Consideracions respecte la modificació d'altures	49
4.7	CÀLCUL D'ÀREES I VOLUMS D'INUNDACIÓ	49
4.7.1	Descripció de la rutina en FORTRAN.....	50
4.7.2	Errors.....	51
4.7.3	Procés de càlcul.....	58
4.8	CÀLCULS D'INUNDACIÓ A LES ZONES ÀRTICA I ANTÀRTICA	59
4.8.1	Zona àrtica.....	60
4.8.2	Zona antàrtica.....	61
CAPÍTOL 5: RESULTATS.....		64
5.1	VALIDACIÓ DELS RESULTATS.....	64
5.2	VOLUM D'INUNDACIÓ.....	65
5.3	ÀREA INUNDADA.....	68
5.4	CORBA HIPSOMÈTRICA	71
5.5	ESTUDI DE LA POBLACIÓ POTENCIALMENT AFECTADA.....	72
5.5.1	Dades utilitzades.....	72
5.5.2	Procés de càlcul.....	73
5.5.3	Resultats.....	73
CAPÍTOL 6: CONCLUSIONS		79
6.1	CONCLUSIONS PRINCIPALS.....	79
6.2	CONCLUSIONS DELS OBJECTIUS SECUNDARIS.....	80
6.3	CONCLUSIONS DE L'AFECTACIÓ A LA POBLACIÓ MUNDIAL	81
6.4	FUTURS TREBALLS	82
CAPÍTOL 7: BIBLIOGRAFIA.....		85
ANNEX 1: CODI PROGRAMA FORTRAN.....		89
ANNEX 2: CODI PROGRAMA MATLAB.....		99
ANNEX 3: MAPA D'INUNDACIÓ REGIONAL.....		101

Índexs de taules i figures

Índex de figures

Figura 2. 1. Components de la criosfera i les seves escales temporals (Lemke, et al., 2007)	9
Figura 2. 2. Corba hipsomètrica de la Cuenca del Arroyo del Medio (Argentina).	15
Figura 2. 3. Projeccions i intervals de confiança del nivell dels oceans l'any 2099 segons diferents escenaris de Canvi Climàtic (Meehl, et al., 2007).....	17
Figura 3. 1. Model Digital d'Elevació. Zona de l'Alt Vallès, amb les valls del Besòs, Congost i Tenes.....	20
Figura 3. 2. Diferència entre la línia de costa glacial i litosfèrica de l'Antàrtida.	22
Figura 3. 3. Cobertura dels diferents DEM utilitzats.	24
Figura 3. 4. Zona aïllada per sota del nivell mig del mar a Alam el Shawish, Egipte ...	25
Figura 3. 5. Esquema de les diferències entre el-lipsoide, geoide i nivell mig del mar (Sánchez & Martínez, 1997).	28
Figura 3. 6. Geoide EGM2008.	29
Figura 3. 7. Model de la MSS DNSC08.....	30
Figura 3. 8. Topografia oceànica dinàmica.	31
Figura 4. 1. Algoritme nearest neighbor assignment (ESRI, 2011).....	44
Figura 4. 2. Restricció de l'entorn de cerca en la interpolació IDW (ESRI, 2011).	47
Figura 4. 3. Elevacions de la DOT estimada en zones terrestres.....	48
Figura 4. 4. Definició de l'element diferencial d'àrea d'una esfera. (od[force].net, 2009)	51
Figura 4. 5. Error volumètric causat per la no consideració de la curvatura terrestre. .	53
Figura 4. 6. Detall del ràster de pendents del geoide EGM96.	55
Figura 4. 7. Error volumètric causat per una concavitat geoidal.	56
Figura 4. 8. Evolució de l'error volumètric segons el costat de cel-la.....	57
Figura 4. 9. Paràmetres definitoris d'un casquet esfèric (ESRI, 2011).	60
Figura 5. 1. Corba altura-volum.	66
Figura 5. 2. Diferència entre les corbes altura-volum amb costa estàtica i dinàmica...	67
Figura 5. 3. Corbes altura-àrea.	69
Figura 5. 4. Detall de la corba altura-àrea per als 6 primers metres d'elevació.	70
Figura 5. 5. Corba hipsomètrica de la Terra, fins a una altura de 67 metres.	71
Figura 5. 6. Ràster de població GPW v3.	72
Figura 5. 7. Corba altura-habitants d'afectació a la població mundial.....	74
Figura 5. 8. Comparació dels resultats d'afectació a la població amb el treball de referència.....	76
Figura 5. 9. Corba altura-densitat de població	77

Índex de taules

Taula 2. 1. Estimacions dels volums de gel de cadascun dels components criosfèrics . 9	
Taula 3. 1. Principals característiques dels DEM utilitzats en l'estudi.....	23
Taula 3. 2. Paràmetres definitoris de l'el·lipsoide WGS84.....	26
Taula 3. 3. Quantitats físiques derivades de l'el·lipsoide WGS84.....	27
Taula 3. 4. Principals característiques dels models EGM96 i EGM2008.	29
Taula 4. 1. Mides dels arxius tractats en la determinació del DEM EGM96.....	41
Taula 4. 2. Característiques principals del ràster DOT.....	42
Taula 4. 3. Principals característiques dels SRTM V4.1 DEM pretractats.	43
Taula 4. 4. Principals característiques dels ASTER GDEM pretractats.	44
Taula 4. 5. Principals característiques dels DEM conjunts.	45
Taula 4. 6. Resum de les principals característiques del procés de càlcul	59
Taula 5. 1. Característiques del ràster de població GPWv3	73
Taula 5. 2. Valors numèrics obtinguts de l'anàlisi d'afectació a la població.....	75

CAPÍTOL 1: INTRODUCCIÓ

Aquest primer capítol introductorí pretén donar una primera visió aproximada de la problemàtica que motiva la realització del present treball, així com establir els principals objectius a assolir en el desenvolupament del mateix.

1.1 INTRODUCCIÓ

El problema del Canvi Climàtic ha derivat en grans incerteses científiques quant a la previsió dels seus efectes a mig i llarg termini. Dins de tots els possibles efectes d'aquest fenomen de causa eminentment antròpica –més enllà de la influència dels cicles glacials del Planeta Terra, dependents de la variació de l'òrbita de la Terra i la seva distància al Sol-, un dels que més impacte directe tindrà sobre els assentaments humans serà la pujada gradual dels nivells dels oceans. Des de les primeres civilitzacions, l'ésser humà sempre ha tendit a establir els seus assentaments en funció de les possibilitats que ofereix el territori, tant a nivell d'accessibilitat, facilitat de comunicació, facilitat per a l'obtenció de matèries primeres i aliment, protecció enfront fenòmens climàtics adversos i invasions d'altres civilitzacions, etc. Les zones costaneres solen satisfer en gran mesura tots aquests requisits que l'home ha buscat a l'hora d'establir assentaments pròspers. Nogensmenys, actualment més de 2.500

milions de persones viuen a una distància a la línia de costa menor a 100km (United Nations Environment Programme, 2006). En termes relatius, aquest valor representa el 38% de la població mundial (United Nations, 2010).

Així doncs, es fa evident que la pujada dels nivells dels oceans per efecte del desglaç de les grans masses d'aigua congelada que actualment es pot trobar a la Terra, té el potencial per a originar un canvi importantíssim en la distribució dels assentaments actuals, ja que molts d'ells es troben en zones deltaïques o de poca altura per sobre del nivell actual dels oceans.

Més enllà de l'òptica demogràfica, la pujada dels nivells dels oceans té innumerables implicacions. Una de les més clares a primera vista és el canvi dels règims actuals dels grans rius. La pujada del nivell marí ocasionarà una inundació d'àmplies zones deltaïques, donant com a conseqüència un escurçament del curs dels rius. Aquest escurçament influeix directament en el pendent mig dels rius, desequilibrant el balanç actual d'erosió i transport. L'escala temporal de la pujada del nivell del mar es preveu molt més gran que la geomorfològica capaç de retornar l'equilibri als rius, de manera que la creació de noves zones deltaïques –tant importants per molts ecosistemes i també per a molts modes de subsistència humans– no es donarà de forma simultània als canvis en els nivells del mar (Parker, Akamatsu, Muto, & Dietrich, 2004).

Aquests breus exemples en diferents camps sobre conseqüències de la pujada del nivell del mar donen una primera idea de les conseqüències d'aquest fenomen derivat del Canvi Climàtic.

En aquest marc, el present treball d'investigació pretén establir un primer límit per a la pujada dels nivells dels oceans. La determinació d'aquest límit es realitzarà a partir de models digitals d'elevació a nivell global i els volums de gel actualment presents a la Terra estimats per l'*Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*.

1.2 MOTIVACIÓ

La principal motivació d'aquest treball ve donada pel fet que les previsions donades fins al moment es basen en petits increments associats a la dimensió temporal, emmarcats dins dels diferents escenaris de canvi climàtic establerts per l'IPCC en els seus *Assessment Reports*, el darrer dels quals data de l'any 2007. Aquests increments en el nivell dels oceans parteixen del supòsit que la línia de costa no es veu afectada per aquest increment. En altres paraules, es menysprea el fet que la pujada del nivell del mar provoca una inundació terra endins. Menysprear aquest factor no té una influència rellevant en els càlculs a curt i mig termini (Meehl, et al., 2007), en els que els increments projectats són petits en termes relatius, però en pot tenir molta a l'hora de calcular increments de nivell del mar a llarg termini, amb valors més alts.

En l'hipotètic cas d'un desglaç extrem, l'increment del nivell dels oceans porta associada una inundació de grans extensions. Aquestes planes d'inundació poden albergar grans volums d'aigua no menyspreables, de manera que poden ajudar a mitigar l'elevació global dels oceans respecte una situació estàtica amb una línia de costa invariable.

Així doncs, el present treball intentarà avaluar a nivell físic l'evolució dels volums de gel fosos i convertits en aigua en funció de l'altura dels nivells dels oceans. També s'avaluarà la superfície inundada en funció de l'altura d'aquesta inundació a nivell global. La relació entre l'increment d'altura i el volum d'aigua procedent del desglaç, així com la que s'establirà entre l'increment d'altura i superfície inundada permetrà la determinació sintètica d'una relació entre el volum desglaçat i la superfície de terra actualment emergida que pateix inundació.

1.3 OBJECTIUS

La present tesina es desenvolupa amb un objectiu principal molt ben delimitat que, no obstant, requerirà de l'establiment d'objectius secundaris necessaris per arribar a assolir el propòsit final del treball d'investigació que ens ocupa.

1.3.1 Objectiu principal

El propòsit o objectiu principal es centra en realitzar una simulació de Canvi Climàtic extrem en un escenari que inicialment no té en compte la dimensió temporal, degut a la intangibilitat inherent a un escenari de Canvi Climàtic tan extrem. El desglaç de la totalitat de la criosfera terrestre actual provocaria un increment en el nivell dels oceans. Aquestes aigües provinents del desglaç quedarien emmagatzemades en els oceans, que actuarien a mode d'un immens embassament. Assimilant el relleu del planeta a un embassament o conca hidrogràfica, pretenem calcular la corba hipsomètrica d'aquesta. El càlcul de la corba hipsomètrica es redueix a l'avaluació de l'àrea inundada per un increment donat d'altura. Aquesta corba hipsomètrica proporciona la relació entre àrea i altura d'inundació fins al punt més alt de l'embassament, que es podrà conèixer a partir de l'avaluació del volum total desglaçat.

Per tant, l'objectiu principal resulta ser doble. Per una banda caldrà calcular el volum d'aigua que s'emmagatzema en la superfície del planeta per cada metre d'increment d'altura. Una vegada determinada l'elevació màxima que produeix el desglaç de tota la criosfera, s'avaluarà la relació entre altura i àrea inundada.

Aquesta doble avaluació donarà lloc a dos resultats bàsics. La corba altura-àrea i la corba altura-volum. Aquests seran, doncs, els dos resultats principals derivats de l'objectiu exposat.

1.3.2 Objectius derivats

En el llarg camí a seguir per a l'obtenció de la corba hipsomètrica del planeta Terra, caldrà realitzar diferents passos que en si mateixos es constitueixen en objectius secundaris però essencials per a l'assoliment del propòsit principal del present treball. Aquests objectius es descriuen a continuació:

1. Recopilació de les dades espacials disponibles en relació a la topografia terrestre, per a realitzar-ne un tractament que permeti la seva manipulació de forma operativa mitjançant eines SIG en ordinadors personals de prestacions estàndard.
2. Recopilació i tractament de totes les dades espacials que fan referència a la descripció de la superfície equipotencial del planeta Terra i de la superfície dels oceans, per a la seva visualització i edició mitjançant eines SIG.
3. Introducció de les diferències entre el geoide i el nivell mig del mar en els models digitals d'elevació per tal d'aconseguir un ajustament fidedigne de la topografia al nivell real dels oceans.
4. Elaboració d'una estratègia d'extrapolació del nivell mig dels oceans a les zones terrestres potencialment inundables, per tal d'aconseguir una continuïtat amb els resultats derivats de l'objectiu 3. Es tractarà d'idear un procediment d'interpolació que permeti estimar la desviació entre el nivell mig dels oceans i el geoide en les zones on actualment hi ha terra emergida.

L'objectiu principal de determinació de la corba hipsomètrica o, en d'altres paraules, de l'evolució de la superfície total inundada en cas de desglaç total de la criosfera terrestre, ens porta a pensar en multitud d'objectius derivats d'aquest resultat, com ara la determinació de l'evolució de la població potencialment afectada en funció de l'increment del nivell dels oceans. En particular, es pot pensar en determinar una relació altura-població i una relació àrea-població.

1.4 ESTRUCTURA DEL DOCUMENT

La present tesina s'organitza en diferents parts que conjuntament pretenen assolir els resultats proposats, constant aquesta de 7 capítols i 3 annexos. El primer dels capítols correspon a aquesta introducció.

En el **Capítol 2** s'aporta una panoràmica general sobre l'estat de l'art actual en relació als estudis sobre dinàmica d'increment dels nivells dels oceans, així com una descripció dels principals factors influents en el nivell dels oceans. També es fa una primera introducció al concepte de corba hipsomètrica. Aquest capítol és de vital importància per tal de poder acotar correctament els límits del present treball i justificar els treballs duts a terme.

Després de l'estat de l'art sobre els diferents aspectes exposats, en el **Capítol 3** es presenta una descripció exhaustiva dels conceptes necessaris per a entendre el procés de càlcul posterior. També es descriuen les fonts de dades utilitzades per a la representació del relleu de la Terra i la seva relació amb els conceptes exposats. Aquest capítol, malgrat la heterogeneïtat del seu contingut, resulta bàsic per a copsar la gran quantitat d'informació necessària per a la realització dels càlculs d'inundació en el marc dels Sistemes d'Informació Geogràfica, així com la necessitat de conèixer en tot moment la referència sobre la qual s'expressen les altures del relleu terrestre.

Al **Capítol 4** es presenten els càlculs preliminars realitzats sobre les diferents fonts de dades, el pretractament donat als ràsters d'elevació del terreny. També es posa èmfasi en l'acotació de l'error comès en el procés de càlcul. Per últim, s'exposa el càlcul definitiu de les corbes hipsomètriques de la Terra.

El **Capítol 5** il·lustra els resultats obtinguts en els càlculs realitzats sobre les dades disponibles. Els resultats bàsics que es presentaran seran els referents a la relació entre l'altura d'inundació i el volum de desglaç, a més de la relació entre l'altura i la superfície inundada. Aquestes dues relacions, determinades directament dels càlculs, permetran extreure una relació entre la superfície d'inundació i el volum de desglaç, que serà la que en darrera instància tindrà utilitat de cara a futures previsions d'inundació segons els diferents escenaris de canvi climàtic plausibles.

Les conclusions obtingudes a partir de l'anàlisi dels resultats obtinguts apareixeran enumerades al **Capítol 6**, acompanyades d'una síntesi de futurs treballs que es poden derivar de la present tesina. Finalment, el **Capítol 7** recull les fonts bibliogràfiques consultades en el decurs de l'elaboració d'aquest treball.

CAPÍTOL 2: ESTAT DE L'ART

El present capítol té per objectiu principal exposar la informació bibliogràfica més rellevant recopilada durant la fase de recopilació d'informació pel que fa a l'avaluació de les masses de gel actualment presents a la Terra. De la mateixa manera, s'analitzaran conceptualment els principals factors que influeixen en el nivell global dels oceans. Per últim es presenten algunes definicions importants de cara a la correcta interpretació dels resultats i també un recull d'alguns treballs de referència ineludible pel que fa a l'estudi de l'increment del nivell dels oceans.

2.1 INTRODUCCIÓ

L'increment del nivell dels oceans de forma continuada en les darreres dècades és un fet empíricament demostrat, associat al desglaç de les masses d'aigua congelades presents a la Terra. Existeix certa controvèrsia sobre l'origen antròpic d'aquesta acceleració en el desglaç d'aquestes masses. En qualsevol cas, el problema del Canvi Climàtic és d'un abast tan gran que no és l'objectiu d'aquest document analitzar-ne els diferents punts de vista sorgits fins al moment.

Després de la darrera era glacial, fa uns 21.000 anys, el nivell dels oceans es va incrementar uns 120 metres fins a la seva relativa estabilització fa entre 2.000 i 3.000 anys. A partir d'aquest moment, el nivell dels oceans es mantingué estable, fins que a finals del segle XIX es va iniciar de nou un increment que ja es va poder

instrumentar. Durant el segle XX l'increment global del nivell dels oceans ha estat d'uns 1,7 mm/any, però aquesta taxa es va incrementar als anys 90 fins als 3 mm/any, segons les mesures per satèl·lit disponibles des de principis d'aquella dècada.

Les projeccions futures, tot i que depenen de l'escenari de Canvi Climàtic que es consideri, preveuen una taxa d'increment encara major a la de la dècada dels 90, amb un increment de 4 mm/any en el nivell dels oceans. D'aquesta manera, la previsió de cara al final del segle XXI és que el nivell global dels oceans hagi augmentat entre 0,22 i 0,44 metres respecte l'actual (Bindoff, et al., 2007).

2.2 MASSES DE GEL A LA TERRA

Per tal d'assolir els resultats que persegueix la present tesina, és vital conèixer el volum d'aigua congelada que actualment es pot trobar a la Terra. Es tracta d'avaluar la magnitud del que coneixem com a criosfera. Les masses de gel que formen la criosfera es poden trobar en diferents formes o components criosfèrics (Lemke, et al., 2007) (The National Snow and Ice Data Center, 2007). Aquests components es divideixen segons:

- *Neu sobre el sòl*: Procedent de precipitacions en forma de neu sobre les terres emergides
- *Gel marí*: Capes de gel, generalment fines, com les que formen el casquet de l'Àrtic.
- *Glaceres i capes de gel*: Dipòsits permanents, generalment en regions muntanyoses.
- *Plataformes de gel (sobre el mar)*: Extensió marina flotant de les capes de gel continentals, d'elevat gruix, presents a l'Antàrtida, Grenlàndia i Canadà.
- *Capes de gel continentals*: Extensions de gel d'elevat gruix i de gran superfície (superior als 50.000 km²), presents a l'Antàrtida, Grenlàndia.
- *Sòl estacionalment congelat*: Sòl sotmès a cicles anuals de gel i desglaç.
- *Permafrost*: Sòl permanentment congelat.

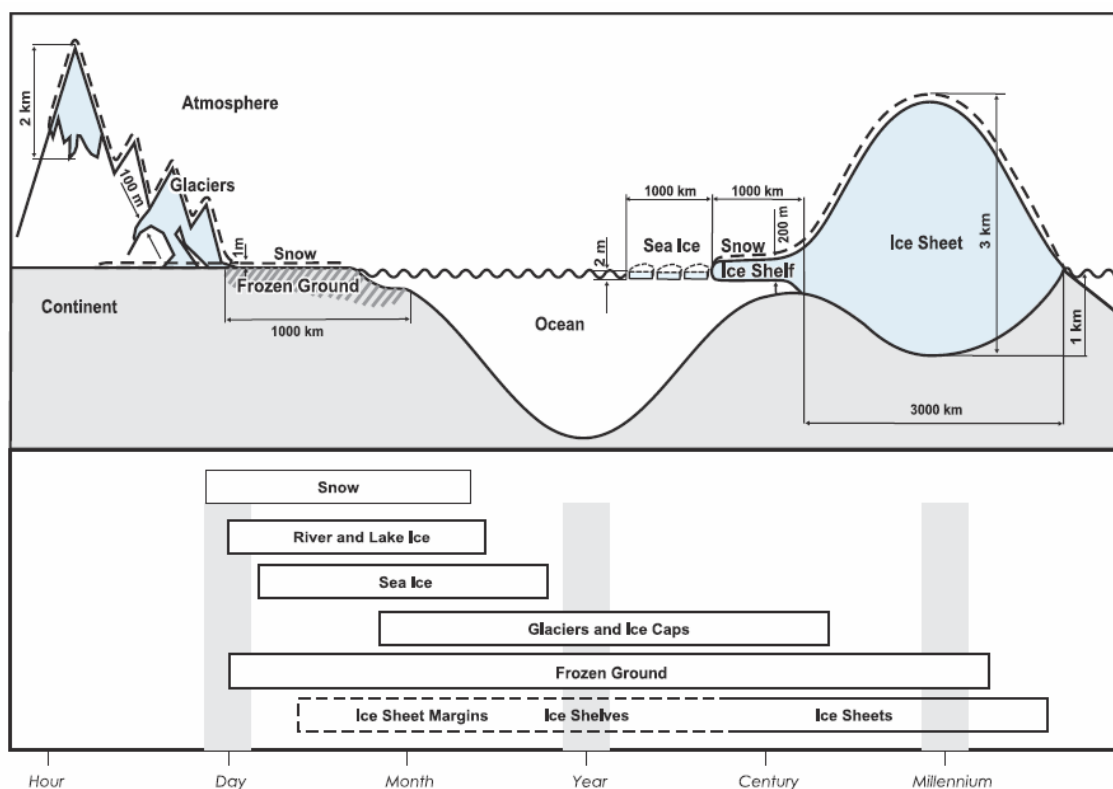


Figura 2. 1. Components de la criosfera i les seves escales temporals (Lemke, et al., 2007)

Diferents estudis de diversos autors han avaluat en els darrers anys els volums de gel de cadascun dels components criosfèrics enumerats. Els resultats d'aquests treballs queden recollits i resumits en l'AR4 de l'Intergovernmental Panel on Climate Change (Lemke, et al., 2007). A la següent taula apareixen reflectits aquests volums:

Taula 2. 1. Estimacions dels volums de gel de cadascun dels components criosfèrics

	Volum estimat (10^6 km ³)	
	Estimació mín.	Estimació màx.
Neu sobre el sòl	0,0005	0,005
Gel marí	0,019	0,025
Glaceres i capes de gel	0,05	0,13
Plataformes de gel	0,7	0,7
Capes de gel continentals	27,6	27,6
Sòl estacionalment congelat	0,006	0,065
Permafrost	0,011	0,037
TOTAL	28,3865	28,562

Com es pot observar, prop del 97% de la criosfera es concentra a les capes de gel continentals de Grenlàndia i l'Antàrtida, essent la resta de components de poca importància relativa envers les esmentades capes.

L'IPCC també proporciona de forma indirecta la relació entre els volums de gel i els hipotètics volums d'aigua, a partir de les densitats mitjanes de l'aigua marina i l'aigua en estat sòlid. Les densitats considerades són (Lythe, Vaughan, & BEDMAP, 2001):

- Densitat gel: 917 kg/m^e
- Densitat aigua marina: 1.028 kg/m^e

Així doncs, mitjançant aquesta relació, ens trobem en condicions d'estimar els volums d'aigua que potencialment poden contribuir a un increment del nivell dels oceans.

$$V_{crio} \in (24,675 \cdot 10^6; 24,897 \cdot 10^6) km^3 (*)$$

És en aquest punt on topem novament amb la principal motivació d'aquesta tesina; l'IPCC, en el seu AR4, realitza una primera estimació de l'increment del nivell dels oceans a partir de la superfície actual dels oceans, que està xifrada en $3,62 \cdot 10^8$ km².

El volum total de gel present a la criosfera un cop transformat en aigua líquida, es divideix per la superfície dels oceans i s'obté un valor per a l'altura equivalent a la fusió d'aquests volums. L'expressió i els resultats són:

$$\Delta h = \frac{V_{crio} \cdot \rho_{gel}}{A_{Terra} \cdot \rho_{aigua}}$$

$$\Delta h \in (68,16; 68,78)m(*)$$

(*) Aquest interval considera que el desglaç del gel marí, les plataformes de gel i el sòl estacionalment congelat no té efectes en l'increment del nivell mig del mar.

El principal problema d'aquesta aproximació a l'increment del nivell dels oceans és que es considera que la superfície dels oceans és una dada invariable. Resulta evident, però, que a mesura que el nivell augmenta, també ho fa la superfície coberta pels oceans. Aquest increment és menyspreable per a petites altures, però a mesura que aquestes es fan majors, grans àrees queden completament inundades, per la qual cosa no convé mantenir constant l'àrea dels oceans.

A partir de la consulta del AR4, hom pot constatar que els resultats presentats al document en referència a l'increment potencial del nivell dels oceans no coincideix amb els aquí calculats, essent el màxim valor de 64,53 metres. És important preguntar-se el per què d'aquesta diferència, per tal de poder determinar els criteris seguits en aquestes estimacions i definir la conveniència de l'aplicació dels mateixos en el present estudi.

2.2.1 Isostàsia i rebot postglacial

El fenomen de la isostàsia és el que explica la diferència entre els dos increments d'altura potencial d'inundació presentats. El càlcul directe no la considera, mentre que el *AR4* sí que la té en compte (Huybrechts, Steinhage, Wilheims, & Bamber, 2000).

La isostàsia és el nom pel qual es coneix el fenomen que es produeix a l'escorça terrestre quan aquesta està sotmesa a altes pressions, com ara grans masses de gel i aigua. La consistència fluent però altament viscosa del mantell permet una redistribució d'aquest sota l'escorça pressionada, provocant un enfonsament d'aquesta última. Aquest enfonsament de l'escorça depèn de molts factors, però el més rellevant és la relació de densitats entre el gel o l'aigua i la roca que conforma el mantell. A tall d'exemple, l'escorça sotmesa a la pressió exercida per una capa de 1000 metres de gel s'enfonsa aproximadament 275 metres, per a una densitat del mantell de 3.300 kg/m^3 (Aber, 2008). Múltiples models matemàtics descriuen el procés d'isostàsia, però no és el propòsit d'aquest document entrar-hi en detall, sinó només d'ésser conscients de l'existència d'aquest fenomen.

El rebot postglacial és el fenomen pel qual l'escorça terrestre retorna a una situació d'equilibri amb el mantell una vegada el gel deixa d'exercir la seva pressió. Aquest procés és relativament lent. Actualment, el Planeta Terra es troba sotmesa a efectes de rebot postglacial provinents del darrer període glacial, fa uns 21.000 anys. El rebot postglacial i la redistribució de la massa del mantell terrestre que comporta, ocasiona una emergència de les zones prèviament cobertes per capes de gel, a la vegada que causa un descens de les zones perifèriques.

Resulta fàcil, una vegada exposats els fenòmens d'isostàsia i rebot postglacial, fer-se una idea dels efectes d'aquests en la topografia terrestre. Les diferents fonts bibliogràfiques en les que es basa l'*AR4* consideren aquest fenomen, que és el que mitiga l'increment potencial del nivell dels oceans causat pel desglaç respecte el càlcul directe a partir de les dades presentades a la taula 2.1

Durant l'elaboració de la present tesina s'ha considerat la possibilitat d'introducció de models isostàtics que permetin predir els efectes de rebot postglacial induïts per un desglaç extrem de les masses del planeta. L'increment en els temps de computació dels nous models digitals d'elevació amb inclusió d'efectes isostàtics combinat amb els recursos informàtics disponibles han fet impossible aquesta tasca, que quedarà anotada en l'apartat de futurs treballs.

2.3 ALTRES FACTORS INFLUENTS EN EL NIVELL DELS OCEANS

Més enllà del fenomen de rebot postglacial, molts d'altres factors poden influir en la variació del nivell dels oceans a nivell global. A continuació es citen i descriuen alguns dels més importants.

2.3.1 Temperatura

L'aigua, com la resta d'elements i compostos presents a la natura, varia el seu volum en funció de la seva temperatura. Aquesta variació ve donada pel coeficient d'expansió tèrmica de l'aigua.

Resulta evident doncs, que en un escenari de Canvi Climàtic dominat per un increment global de la temperatura del planeta, l'expansió tèrmica de l'aigua dels oceans deguda a l'increment de la seves temperatures mitges, pot contribuir de forma no menyspreable a l'increment del nivell dels oceans. De fet, s'han realitzat multitud de treballs d'investigació al respecte, xifrant la contribució de l'expansió tèrmica de l'aigua a l'increment dels oceans en 2-5cm durant el segle XX. La previsió de cara al segle XXI és de 4-8cm més dependent de l'escenari de Canvi Climàtic escollit (Wigley & Raper, 1987).

El desglaç de la criosfera terrestre i la seva conversió en aigua marina, afegeixen un nou grau d'indeterminació a la contribució de l'expansió tèrmica a l'increment del nivell dels oceans. Aquest mateix desglaç contribueix a la variació de la temperatura global dels oceans, exercint de contrapès a l'increment mitjà de les temperatures del planeta. Resulta extremadament incert, doncs, realitzar una previsió sobre el grau de variació de temperatura a mesura que el Canvi Climàtic s'accentuï i les masses de gel passin a formar part de la massa dels oceans. És per aquesta raó, que el present treball no considerarà la contribució de l'expansió tèrmica a l'increment o decrement del nivell dels oceans, ja que el factor temporal hi exerceix una forta influència. Aquesta consideració requeriria per si mateixa el desenvolupament d'un treball d'investigació independent.

2.3.2 Salinitat

La salinitat és una mesura de la concentració de sals dissoltes a l'aigua. Fins fa poc, una forma comuna de definir els valors de salinitat ha estat parts per mil (ppm), o en quilograms de sal per 1.000 quilograms d'aigua. Avui en dia, la salinitat es descriu usualment en unitats pràctiques de salinitat (ups), una definició més precisa però més complexa. No obstant això, els valors de la salinitat en ppm i ups són gairebé equivalents. La salinitat mitjana dels oceans varia típicament entre 32-37 ups, però en les regions polars pot arribar a ser inferior a 30 ups. El clorur de sodi (sal comuna) és la més abundant de les moltes sals que es troben en l'oceà.

L'aigua dolça es congela a 0°C, però el punt de congelació de l'aigua de mar pot variar segons la salinitat. Per a un augment de 5 ppm de la salinitat, disminueix el punt de congelació en 0,28°C, raó per la qual en les regions polars amb una salinitat dels oceans de 35 ppm, l'aigua comença a congelar-se a -1,8°C.

Quan es formen els primers cristalls de gel, la sal s'acumula en gotes d'aigua salada anomenades *brine* o salmorra, que solen ser expulsades de nou en l'oceà. Això augmenta la salinitat de l'aigua prop de la superfície. Algunes gotes d'aigua salada queden atrapades en petits espais entre els cristalls de gel. Aquestes gotes són salades, mentre que el gel al seu voltant no ho és. El *brine* es manté en estat líquid, ja

que la seva salinitat imposa una temperatura de congelació molt menor. En aquesta etapa, el gel del mar té un alt contingut de sal. Amb el temps, la salmorra circula entre el gel, deixant bosses d'aire, i la salinitat del gel marí disminueix. La salmorra pot sortir del gel marí de diferents maneres:

1. Amb l'ajuda de la gravetat, la salmorra es desplaça cap avall a través de forats i canals en el gel, acabant amb el temps de nou a l'oceà.
2. El gel que envolta la salmorra es comprimeix i trenca les petites bosses atrapades, el que permet escapar la salmorra al mar.
3. Quan el gel comença a fondre's a l'estiu, petites llacunes d'aigua dolça (anomenats estanys de fusió) es formen a la capa superior del gel. Aquesta aigua dolça viatja a través de les esquerdes i forats al gel, rentant la salmorra restant.
4. Quan la superfície del gel del mar es refreda augmenta el contingut en sal de la salmorra, fins al punt en què es pot fondre el gel a la part inferior. Això porta un moviment descendent de les gotes d'aigua salada, que en última instància escapen cap a l'oceà per sota de la capa de gel.

La sal té un paper important en la circulació oceànica. A les regions fredes polars, els canvis en la salinitat afecten la densitat de l'oceà més que els canvis de temperatura. Quan la sal s'expulsa a l'oceà degut a la formació del gel marí, augmenta la salinitat de l'aigua. A causa de la major densitat de l'aigua salada, aquesta tendeix a enfonsar-se. Així, l'intercanvi de sal entre el gel marí i l'oceà influeix en la circulació oceànica (National Snow and Ice Data Center).

La principal influència de la salinitat en el nivell dels oceans ve donada per les diferents densitats de l'aigua en funció de la seva salinitat. Assumida la baixa salinitat de la criosfera, la fusió d'aquesta ocasionaria una disminució en la salinitat global dels oceans, de manera que la densitat de l'aigua es veuria disminuïda, amb el conseqüent increment del volum de l'aigua. Aquest fenomen, tot i ser d'un ordre molt petit, pot tenir una influència no menyspreable en el nivell dels oceans que caldria ser considerada. Una vegada més, però, la complexitat d'aquest fenomen farà que es deixi de banda en els càlculs duts a terme en el present treball d'investigació.

2.3.3 Compressibilitat

L'aigua és un fluid que en situació ideal és considerat incompressible. Tot i així, aquesta té un coeficient de compressibilitat, que si bé és molt petit, no es pot menysprear degut a les elevades profunditats dels oceans. Suposant que l'aigua tingués un coeficient de compressibilitat nul, el nivell actual dels oceans seria uns 27 metres superior.

El coeficient de compressibilitat de l'aigua varia en funció de la temperatura i la pressió (Fine & Millero, 1973), així que novament trobem una forta incertesa en la determinació de la possible situació futura del nivell dels oceans a causa de l'acció de

la compressibilitat. Els canvis en la densitat de l'aigua degut a les variacions en la salinitat fan variar a la vegada la pressió de la columna d'aigua. La temperatura dels oceans resulta novament decisiva en la determinació de la compressibilitat. És per aquesta raó que el nostre estudi tampoc prendrà en consideració els efectes de la compressibilitat en els càlculs de sobrelevació del nivell dels oceans.

2.3.4 Permeabilitat del sòl

La permeabilitat del sòl potencialment inundable juga un paper no menyspreable en l'increment del nivell dels oceans. Resulta evident que els sòls costaners amb certa permeabilitat seran capaços d'absorbir aigua una vegada inundats, convertint grans volums d'aigua marina en aigües freàtiques.

A nivell global, l'aportació que els sòls costaners permeables poden tenir en la reducció del nivell dels oceans per mitjà de la saturació d'aquests sòls, és pràcticament impossible de predir, doncs caldria un estudi geològic localitzat de totes les àrees potencialment inundables per tal de determinar-ne el coeficient de permeabilitat. En qualsevol cas, convé tenir en compte l'existència d'aquest fenomen.

2.4 CORBES HIPSOMÈTRIQUES

El concepte de corba hipsomètrica prové del camp de la hidrologia. Es tracta d'una funció de distribució acumulada que relaciona l'increment d'àrea amb l'increment d'altura en una conca hidrològica (Strahler, 1952).

Es tracta d'un concepte geomorfològic que aporta valuosa informació sobre la similitud entre diferents conques quan aquestes presenten variacions de precipitació i d'evaporació amb l'altura. Les corbes hipsomètriques també han estat associades amb les edats dels rius de les respectives conques.

Per definició, i seguint la lògica que la hidrologia imposa, les corbes hipsomètriques es construeixen prenent l'altura com un valor decreixent, de manera que, generalment, aquesta funció de distribució és monòtona decreixent. A continuació es presenta un exemple de corba hipsomètrica típica d'un riu (Racca, 2007).

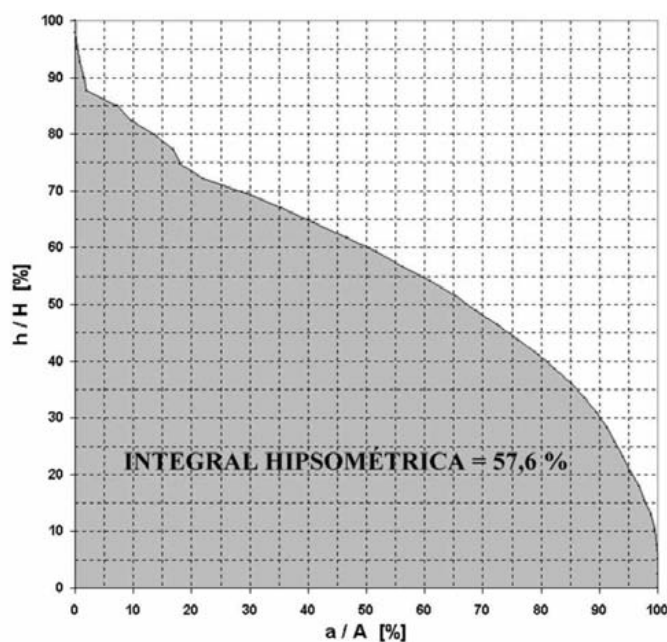


Figura 2. 2. Corba hipsomètrica de la Cuenca del Arroyo del Medio (Argentina).

Una altra aplicació interessant i més propera al propòsit d'aquesta tesina és la que tenen les corbes hipsomètriques a l'hora de descriure la morfologia dels embassaments. Aquestes corbes juguen un paper important en el procés de selecció d'alternatives d'ubicació d'un embassament, doncs l'efecte laminador davant avingudes depèn en gran mesura de la superfície de l'embassament. Així doncs, resulta interessant que el rati d'increment de superfície d'un embassament sigui alt respecte l'increment d'altura per a les altures més freqüents d'ompliment de l'embassament. En aquests casos, la corba hipsomètrica sol representar-se de forma monòtona creixent.

Com ja s'ha exposat en el Capítol 1, el principal objectiu del present treball és la determinació de la corba hipsomètrica del Planeta Terra per a la cota màxima d'elevació potencial dels oceans per causa de canvi climàtic. En aquest sentit, assumim els oceans com un gegantí embassament amb una cota base de 0 m.s.n.m. Per tant, l'elaboració de la corba hipsomètrica com a funció de distribució acumulada serà creixent. Aquesta corba, a més, no considerarà la superfície inicial ($3,62 \cdot 10^8 \text{ km}^2$), ja que fer-ho no aporta nova informació i perjudica l'anàlisi dels resultats referents a l'increment d'àrea en funció de l'altura a partir de la cota actual dels oceans. En ser l'increment previst d'àrea petit respecte l'actual (menor al 10%), no tindrà sentit avaluar una corba hipsomètrica completa.

2.5 TREBALLS ANTERIORS

A continuació es descriuen breument els treballs de referència més rellevants relacionats amb la temàtica del present treball, que gira entorn l'increment del nivell

dels oceans i la utilització de tècniques SIG per a la determinació de la relació altura-àrea inundada i altura-volum emmagatzemat.

2.5.1 GIS Analysis of Global Impacts from Sea Level Rise

El treball d'investigació més similar pel que fa a la metodologia i objectius perseguits al present és "*GIS Analysis of Global Impacts from Sea Level Rise*" (Xingong, Rowley, Kostelnick, Braaten, Meisel, & Hulbutta, 2009). L'esmentat treball presenta moltes similituds amb el present, però guarda importants diferències pel que fa a la resolució dels DEM's utilitzats i l'abast del mateix.

Quant a la resolució dels DEM's de definició del globus terrestre, Xingong, et al. utilitzen una resolució de 30 segons (900m a l'Equador), 100 vegades menor a la dels DEM's utilitzats en aquest estudi, que serà de 3 segons (90m a l'Equador).

Pel que fa a l'avaluació de la corba hipsomètrica de la Terra, aquesta només ha estat calculada fins a 6 metres d'inundació potencial, mentre que el nostre propòsit consisteix a determinar la màxima inundació possible causada per una situació de desglaç extrem de totes les masses de gel del planeta. Resulta evident, doncs que el treball que pretenem abordar és molt més ambiciós que tots els que s'han realitzat fins al moment mitjançant tècniques SIG.

Per últim, és important notar que el treball de Xingong, et al. no considera en cap moment la diferència entre el nivell real dels oceans i l'ondulació del geoide (el que anomenem Topografia Oceànica Dinàmica), en contra del que si que intentarem en el present treball.

Al llarg de la discussió dels resultats obtinguts (Capítol 5), es realitzarà una comparació amb els resultats del treball de Xingong, et al. per tal de detectar diferències i similituds entre els diferents resultats.

2.5.2 IPCC Fourth Assessment Report

L'"*Intergovernmental Panel on Climate Change*" és l'organisme depenent de les Nacions Unides encarregat d'elaborar informes periòdics referents al Canvi Climàtic, tant des del punt de vista físic com humà, avaluant i recopilant els darrers avenços en estudis científics sobre el Canvi Climàtic. Per aquesta raó, els *Assessment Reports* que periòdicament publica aquest organisme resulten de gran utilitat a mode de document aglutinador de tot el coneixement sobre les causes i efectes físics i sobre la població mundial del Canvi Climàtic.

En referència a l'increment del nivell dels oceans, totes les projeccions realitzades per l'IPCC parteixen del supòsit d'una línia de costa estàtica. Aquesta consideració no té una importància rellevant en la qualitat dels resultats, ja que els models numèrics de projecció d'increment del nivell dels oceans es donen a un horitzó temporal que no supera el final del segle XXI (any 2100).

Existeixen diferents escenaris de Canvi Climàtic, cadascun dels quals considera diferents condicionants ambientals i humans per a donar una projecció de

l'increment del nivell dels oceans, ja siguin aquests referents a l'evolució de les emissions com al ritme de desenvolupament de les indústries en els països en vies de desenvolupament, entre molts d'altres. Aquests diferents escenaris i les seves principals característiques es poden consultar al SRES (*Special Report on Emission Scenarios*), editat també per l'IPCC:

Les projeccions sobre l'increment del nivell dels oceans durant el segle XXI que exposa el *Fourth Assessment Report* giren entorn dels valors que es mostren a la següent figura segons els sis principals escenaris de Canvi Climàtic definits al SRES. Observem que, en cap cas, aquestes projeccions arriben a un metre d'altura (estan entre 0,18 i 0,59 metres). Aquest fet justifica la utilització d'una línia de costa estàtica i no dinàmica. Veurem en l'apartat de descripció de dades espacials que els models digitals d'elevació usats en el present estudi tenen una precisió màxima d'un metre, per la qual cosa, les projeccions de l'increment del nivell dels oceans publicades per l'IPCC no poden ser associades a cap valor d'àrea o volum d'inundació en els resultats obtinguts.

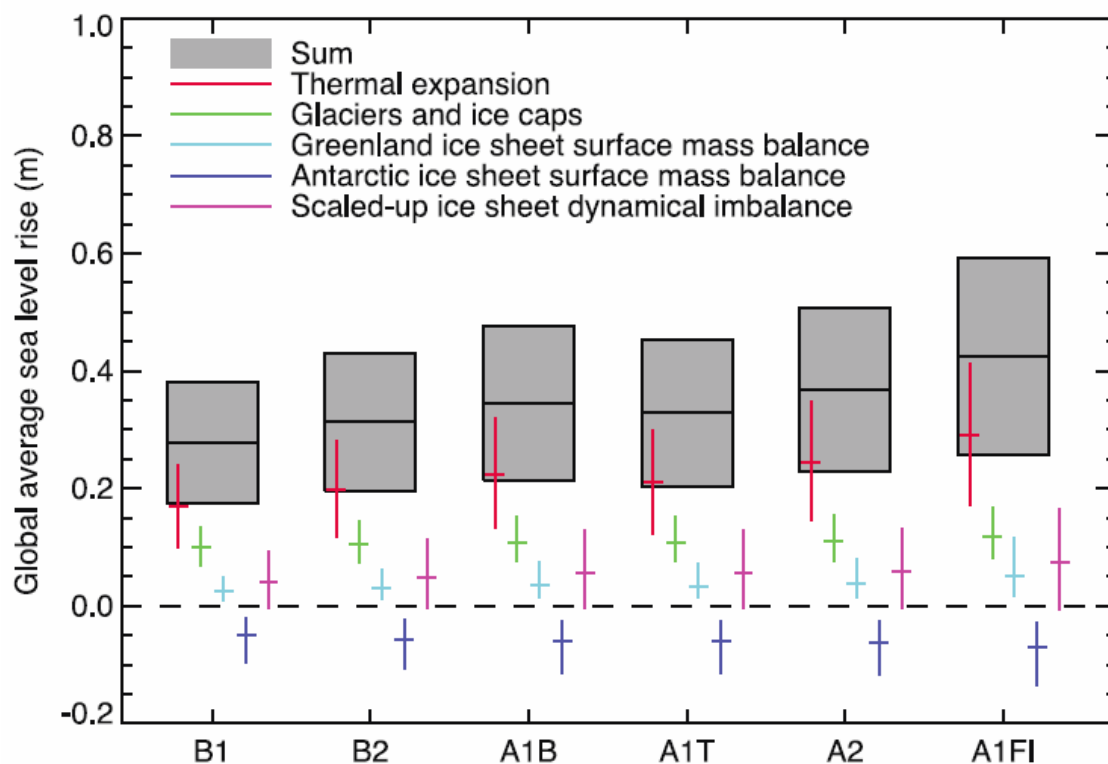


Figura 2. 3. Projeccions i intervals de confiança del nivell dels oceans l'any 2099 segons diferents escenaris de Canvi Climàtic (Meehl, et al., 2007).

2.6 CONCLUSIONS RESPECTE L'ESTAT DE L'ART

L'anàlisi previ de l'estat de l'art en relació als principals factors que influeixen en el nivell dels oceans és de vital importància a l'hora de traçar les línies de treball

bàsiques d'aquesta tesina. Tal i com s'ha volgut fer palès en aquest capítol, el nivell dels oceans està lluny de ser una dada estàtica i fàcil de determinar. El nivell dels oceans presenta un gran dinamisme en funció de multitud de factors, alguns dels quals s'han enumerat i descrit amb més o menys detall, mentre que d'altres, per la seva poca influència en uns casos i per la seva elevada complexitat en d'altres, han estat intencionadament obviats.

Una vegada analitzada la complexitat que comporta l'avaluació de l'evolució dels diferents factors influents en el nivell dels oceans en funció del desglaç de la criosfera, queda prou clar que l'extensió d'un treball capaç de considerar cadascun d'aquests factors de forma fidedigna excedeix per molt l'abast d'aquesta tesina. Per tant, la línia de treball que pretenem seguir haurà d'assumir algunes hipòtesis que deriven en errors de càlcul no menyspreables, però necessàries per a acotar una càrrega de treball assumible, que en qualsevol cas pugui donar a llum uns resultats que serveixin de base per a un posterior refinament del resultat en futurs treballs d'investigació. Les hipòtesis considerades per al desenvolupament dels càlculs queden enumerades al Capítol 4 i són conseqüència directa de la informació exposada en aquest capítol.

CAPÍTOL 3: DADES DE PARTIDA

Per tal d'abordar un estudi basat en eines i tècniques SIG, cal realitzar una recopilació de dades espacials en un format fàcilment visualitzable i editable mitjançant programari d'aquest tipus. Els epígrafs següents descriuen les dades espacials que intervenen en l'estudi que es pretén abordar.

3.1 MODELS DIGITALS D'ELEVACIÓ

Els Models Digitals d'Elevació (DEM) són arxius digitals en diversos formats que contenen informació sobre l'elevació del terreny. Aquests arxius consten de cel·les, cadascuna de les quals emmagatzema un valor d'elevació. A més, els arxius contenen informació que permet georeferenciar aquestes malles de cel·les segons diferents sistemes de referència amb l'ajuda de programari SIG. De la mateixa manera, proporcionen informació sobre la referència utilitzada per al càlcul de l'elevació, el sistema de referència vertical (el·lipsoide, geoide o nivell mig del mar).

Existeixen multitud de programes informàtics que permeten la visualització i edició d'aquests DEM, entre ells ArcMap 9.3. Aquesta aplicació constitueix un dels estàndards pel que fa al tractament de dades geogràfiques en entorn Windows.

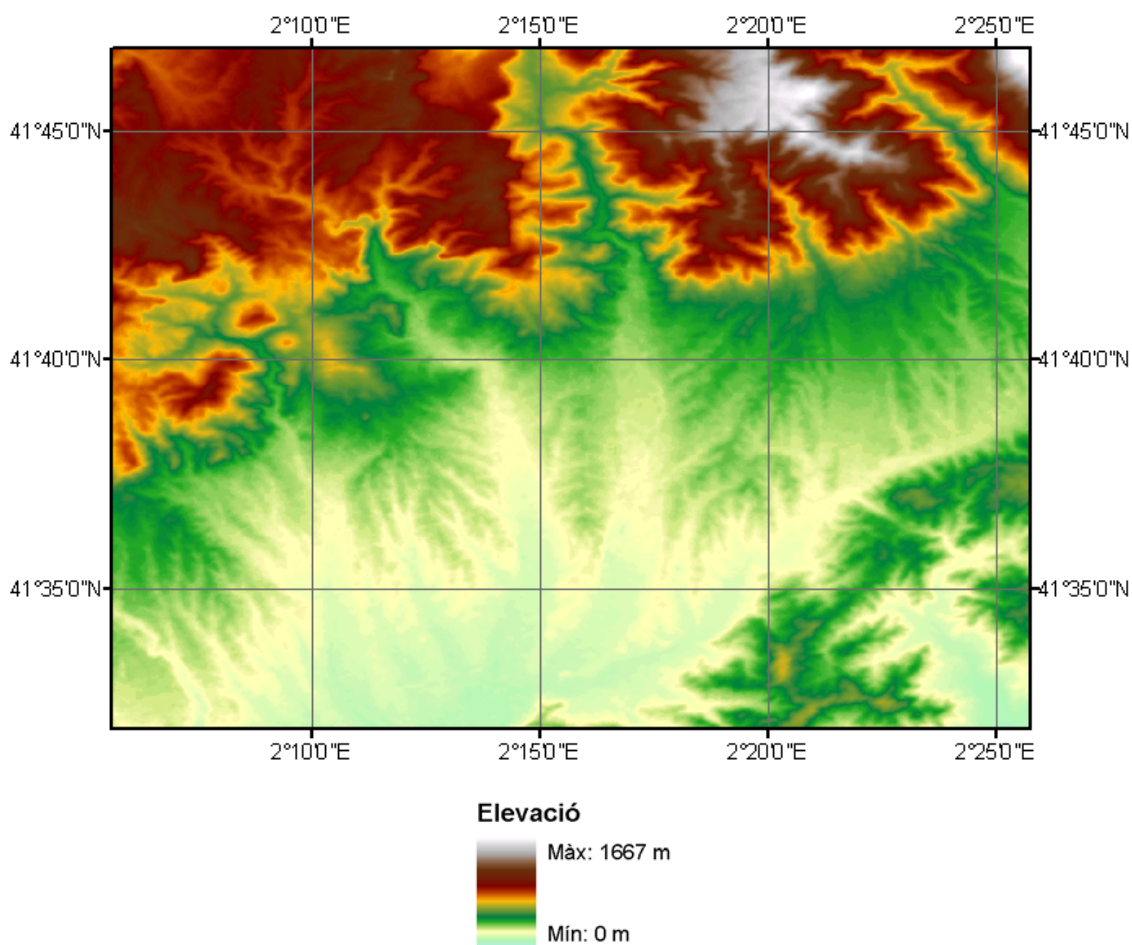


Figura 3. 1. Model Digital d'Elevació. Zona de l'Alt Vallès, amb les valls del Besòs, Congost i Tenes

Els DEM (sigles de l'anglès *Digital Elevation Model*) es poden obtenir a partir de diferents procediments, segons el nivell de detall que s'exigeixi a aquests, que està relacionat amb les aplicacions per a les quals es confeccionen aquests DEM. Podem enumerar tres procediments bàsics:

Mitjançant aixecaments topogràfics: A partir de mètodes topogràfics tradicionals s'obté l'elevació d'un conjunt de punts del terreny. Mitjançant eines informàtiques es transforma aquesta malla de punts en una xarxa triangular irregular (*Triangulated Irregular Network – TIN*). Aquesta xarxa triangular es sol crear a partir d'interpolacions lineals, i permet que tota la zona d'estudi contingui informació d'elevació. Per últim, a partir de diversos mètodes d'interpolació, es genera una malla de cel·les quadrades amb informació d'elevació. Aquesta metodologia sol emprar-se per a projectes que requereixen de gran detall sobre l'elevació del terreny, de l'ordre de centímetres. L'elevada precisió dels instruments topogràfics, unida a l'alta densitat de punts que solen prendre's de la zona d'estudi permeten un nivell de detall alt i una mida de cel·la petita. Per contra, aquest mètode té costos associats molt elevats de personal i temps, per la qual cosa sol utilitzar-se només sota demanda per a construcció d'obra civil, edificació o estudis hidrològics localitzats, entre d'altres aplicacions.

Mitjançant fotogrametria aèria: Aquest procediment es basa en la realització de vols fotogramètrics que "escobren" el terreny per a obtenir-ne la seva elevació. La resolució de la malla de cel·les no és tan bona com en el cas d'aixecaments topogràfics, però permet l'avaluació de zones més grans. Es sol utilitzar per a obres lineals d'envergadura o estudis hidrològics de conques mitjanes i grans, entre d'altres. Aquest sistema basa la seva qualitat i exactitud en els punts de control que s'estableixen en el terreny i en la precisió del GPS incorporat al l'avió que realitzi el vol fotogramètric en qüestió.

Via satèl·lit: Aquest mètode és el que permet una major relació entre àrea analitzada i temps de processament de les dades. Durant les dues darreres dècades s'han endegat nombrosos projectes destinats a la confecció de DEM's cada vegada més detallats i precisos per mitjà de missions espacials. El nivell de detall obtingut amb aquests mètodes és molt menor que en els dos anteriors, però a canvi permet una cobertura pràcticament total del globus terrestre. Les dades obtingudes mitjançant procediments via satèl·lit es solen utilitzar en estudis ambientals, poblacionals, geològics o geogràfics a gran escala com els que ens ocupa.

3.2 DEM'S UTILITZATS EN L'ESTUDI

Per a l'estudi d'inundabilitat que ocupa aquesta tesina, s'han utilitzat tres fonts de dades de DEM's, que es descriuen en els tres següents epígrafs.

3.2.1 Shuttle Radar Topography Mission

Aquest projecte de topografia global va ésser impulsat per la NASA a principis dels anys 80, coincidint amb la posada en servei dels seus celeberrims transbordadors espacials. Els primers resultats publicats, però, no varen sortir a la llum fins a l'any 2003. Actualment, el projecte SRTM es troba en la seva versió 4.1 i es pot descarregar de forma gratuïta, així com visualitzar-ne tots els seus DEM dins la interfície de Google Earth (Jet Propulsion Laboratory, 2007) (CGIAR - Consortium for Spatial Information, 2004)(Jet Propulsion Laboratory - California institute of Technology, 2009)(CGIAR - Consortium for Spatial Information, 2008).

3.2.2 ASTER Global Digital Elevation Model

Les sigles del projecte responen a *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*. Aquest ambiciós projecte topogràfic va ser impulsat de forma conjunta pel Ministeri d'Economia, Comerç i Indústria del Japó i la NASA. Està disponible per a la seva descàrrega de forma gratuïta al lloc web de l'*Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC)*, depenent del govern japonès, així com al *Land Process Distributed Active Archive Center (LP DAAC)*. El projecte ASTER GDEM va ser endegat l'any 1999 i els primers resultats van ser publicats a mitjans de l'any 2009 (Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC), 2009)(METI/ERSDAC; NASA/LPDAAC; USGS/EROS, 2009).

3.2.3 Topografia antàrtica

En l'actualitat no existeix cap model detallat descarregable de forma lliure que defineixi el relleu de la litosfera antàrtica. Si que existeixen, però, diversos models digitals d'elevació del relleu complet de l'Antàrtida, que prenen en consideració la capa de gel que cobreix la pràctica totalitat del continent (Liu, Jezek, Li, & Zhao, 2001). L'elevat gruix d'aquesta capa de gel, xifrat en un valor mig de 2.079 metres (Huybrechts, Steinhage, Wilheims, & Bamber, 2000), fa que els DEM's que la consideren no siguin del tot útils per al propòsit del nostre treball.

Donada aquesta situació, es planteja descriure el relleu de l'Antàrtida de forma molt simplificada, simplement a partir de la seva línia de costa, que si que es troba disponible per a consulta i edició. La hipòtesi que s'adoptarà serà aquella que suposi que la línia de la costa s'assimila a una paret vertical, de manera que el continent Antàrtic no contribuirà a l'increment de l'àrea inundada amb l'altura en els càlculs que es duran a terme.

La línia de costa actual lliure de gel està disponible al lloc web del *NSIDC*, i es pot descarregar lliurement en format *shape* llegible amb ArcMap o molts d'altres programes SIG (Bohlander & Scambos, 2007).

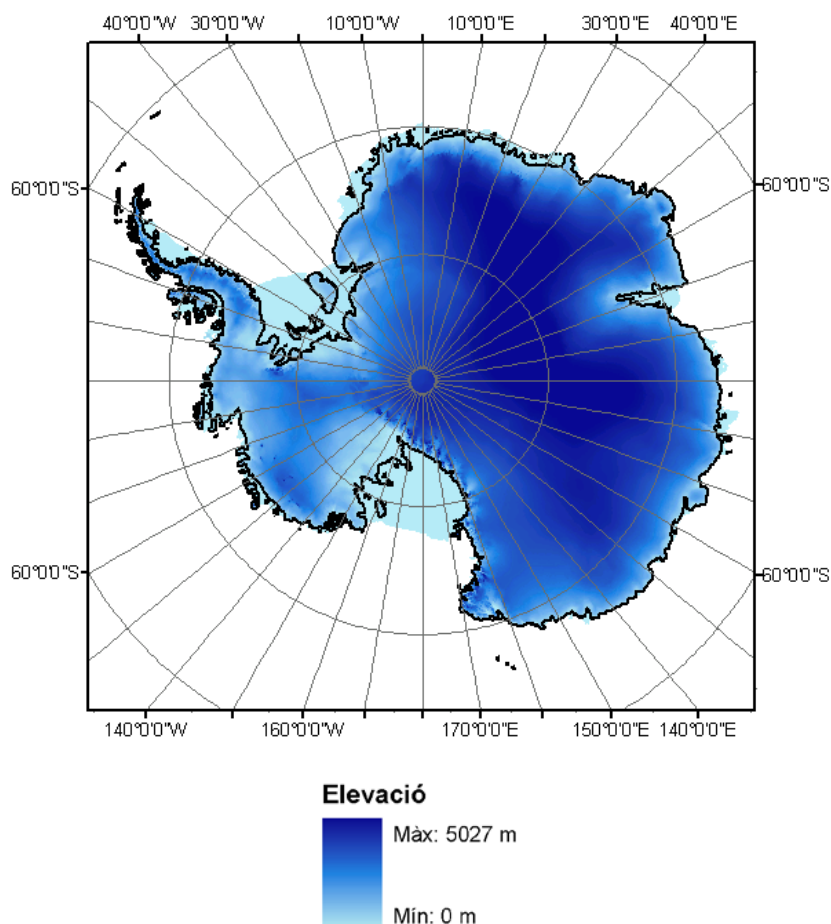


Figura 3. 2. Diferència entre la línia de costa glacial i litosfèrica de l'Antàrtida.

Cadascuna de les tres fonts de dades utilitzades té característiques diferents, fruit de les diferents procedències de les dades. Resulta important, doncs, ésser conscients d'aquestes diferències per a controlar i acotar els errors de càlcul comesos segons la font de dades utilitzada en cada cas. A la taula següent apareixen representades les principals característiques de cadascuna de les dues fonts de dades DEM esmentades (les dades referents a l'Antàrtida no són del tipus DEM):

Taula 3. 1. Principals característiques dels DEM utilitzats en l'estudi.

	SRTM V4.1	ASTER GDEM
Resolució	3" (90 m a l'Equador)	1" (30m a l'Equador)
Sistema de coordenades	Latitud i longitud geogràfiques	Latitud i longitud geogràfiques
Format dades	Enter 16 bits <i>signed</i>	Enter 16 bits <i>signed</i>
Sistema de referència horitzontal	WGS84	WGS84
Sistema de referència vertical	EGM96	EGM96
Cobertura	60N - 60S	83N - 83S

A partir de les tres fonts de dades disponibles, es plantejarà més endavant la creació d'un model digital d'elevacions global que permeti una avaluació conjunta de la pujada dels nivells dels oceans. A la següent figura es apareixen reflectides les cobertures dels globus terrestre de cadascun dels DEM's i *shapes* utilitzats.

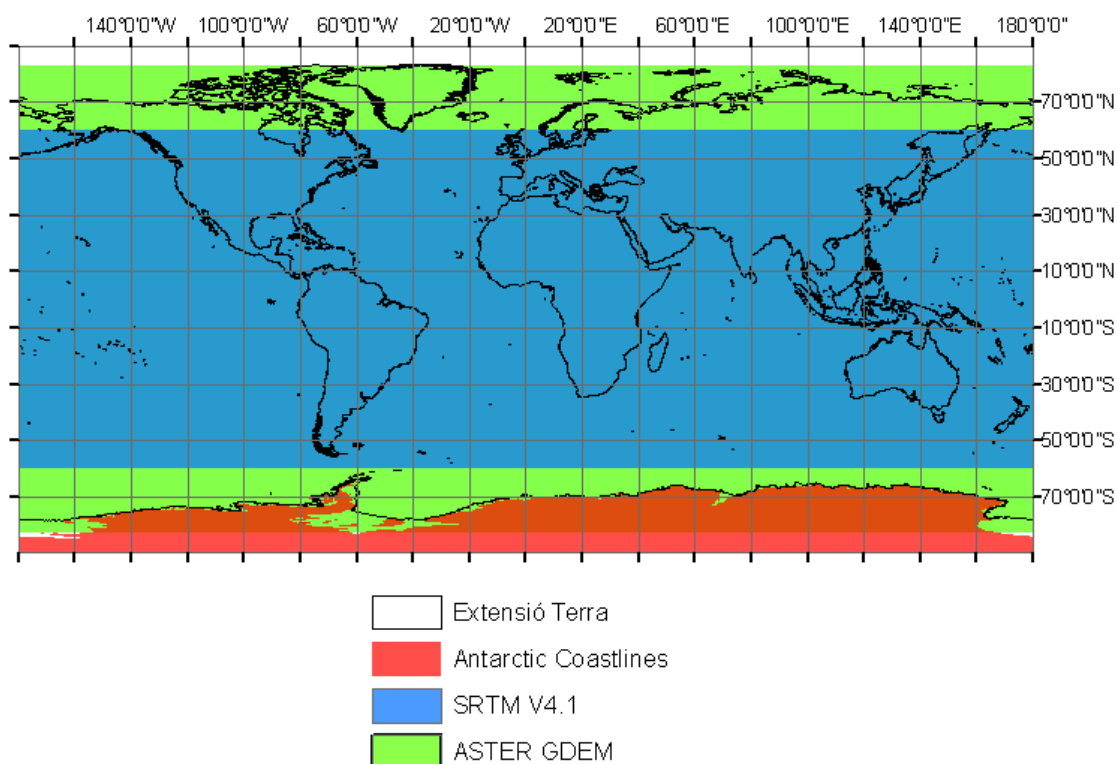


Figura 3. 3. Cobertura dels diferents DEM utilitzats.

Com es pot observar a la taula i figura anteriors, les fonts de dades utilitzades cobreixen la pràctica totalitat de la superfície de la Terra. De tota manera, una petita part del globus compresa entre les latituds 83N i 90N no queda coberta per cap DEM. Aquest fet no resulta un problema en aquestes latituds, doncs no hi ha cap massa de terra de superfície significant present entre aquestes latituds. És justament per aquesta raó per la qual cap missió d'elaboració de DEM's ha considerat aquesta àrea del planeta.

3.2.4 Tractament de les elevacions negatives dels DEM's

És important prestar atenció als valors d'elevació que prenen les cel·les dels DEM's utilitzats. Cal pensar en el tractament que es donarà a aquelles cel·les que queden per sota del nivell dels oceans. Hi ha moltes zones terrestres al llarg del globus amb una elevació menor que la del nivell actual dels oceans, però que per la seva situació orogràficament aïllada, en cas d'una sobre-elevació dels nivells dels oceans, no resultarien inundades.

L'algoritme de càlcul d'inundació que s'utilitzarà no és capaç de calcular la connectivitat de les cel·les dels DEM amb el mar segons una altura d'inundació donada, sinó que, de forma més senzilla i adaptada al hardware disponible, realitza un tall horitzontal a una certa altura donada. D'aquesta manera, es calcula tota la superfície d'aquelles cel·les per sota del pla de tall, així com el volum acumulat entre el pla i el terreny.

Aquest mètode de càlcul té el desavantatge que, a priori, sobrevalora la superfície i el volum d'inundació total, ja que computa com a àrea inundada també tota aquella que en condicions reals no resultaria inundada encara que la seva altura sigui inferior a la d'inundació.

Aquesta situació és, sens dubte un dels principals treballs a desenvolupar a partir dels resultats obtinguts per la present tesina. Caldrà avaluar el volum i àrea que es sobrevalora amb el mètode utilitzat i implementar una nova rutina de càlcul que permeti un càlcul més acurat de la inundació global.

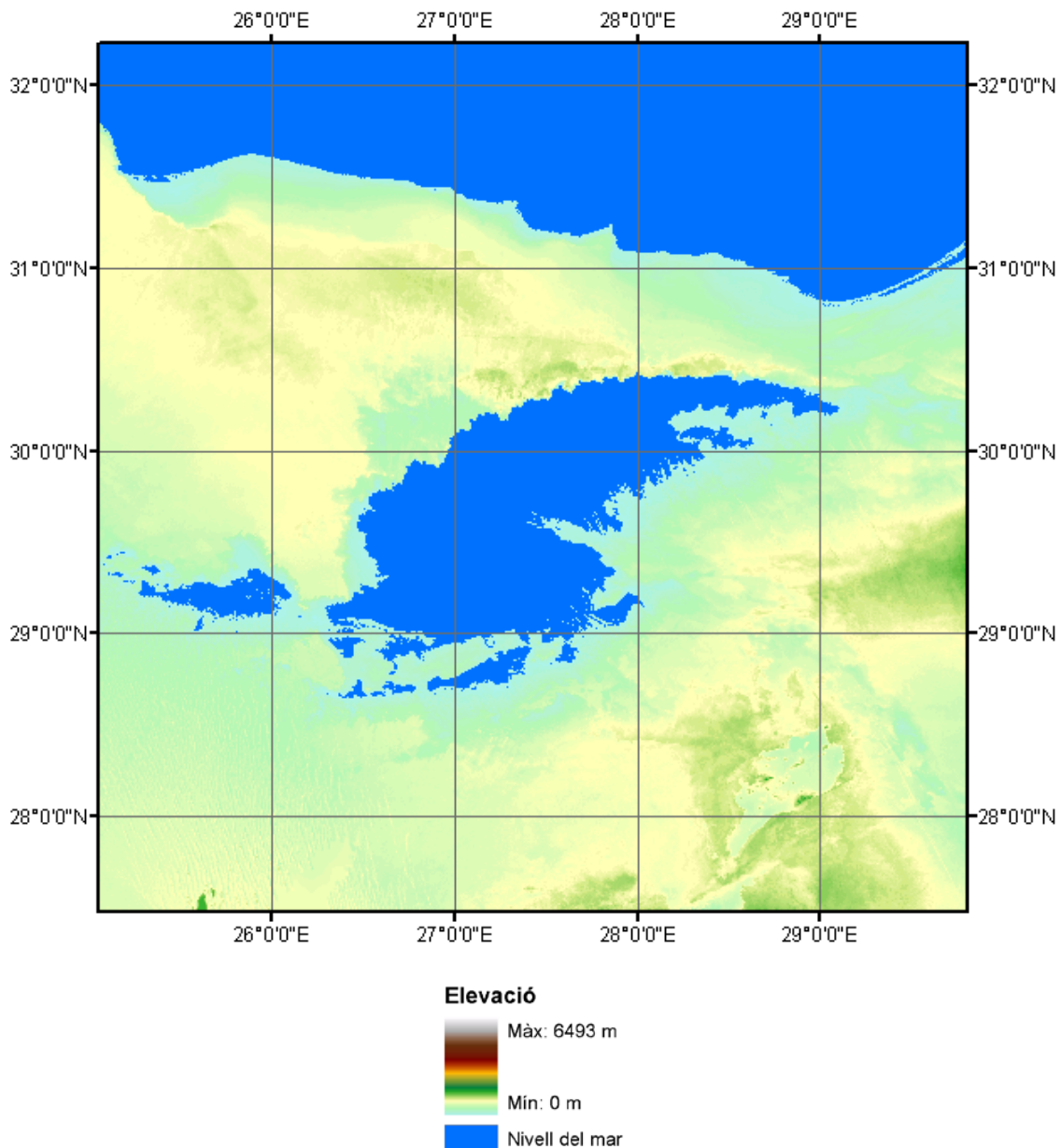


Figura 3. 4. Zona aïllada per sota del nivell mig del mar a Alam el Shawish, Egipte

3.3 LA IDEALITZACIÓ DE LA TERRA. L'EL-LIPSOIDE

La irregularitat de La Terra quant a la seva geometria fa que sigui necessària una idealització de la seva superfície, de manera que es pugui disposar d'un cos geomètric de referència per a la referenciació dels diferents sistemes de representació del territori, altures i Sistemes de Posicionament Global (*Global Positioning Systems – GPS*) entre d'altres.

Aquesta idealització es realitza per mitjà de diferents models geomètrics definibles mitjançant equacions matemàtiques. La notable deformació respecte a l'esfera que presenta el globus terrestre als pols, deguda principalment als fenòmens de rotació i d'atracció gravitatòria de la Lluna i el Sol, fa que la figura geomètrica tridimensional que més s'ajusta a la geometria real de La Terra sigui la de l'el·lipsoide.

Nombrosos organismes internacionals han treballat en la confecció de diferents models d'el·lipsoïdes que s'ajustin el millor possible a la superfície de La Terra. Actualment, el model d'el·lipsoide més utilitzat i mundialment adoptat és el WGS84 (*World Geodetic System 1984*). Aquest el·lipsoide es coneix com l'El·lipsoide de Referència Internacional.

A partir dels el·lipsoïdes de referència es construeixen els *datum*. Un *datum* és un punt de referència per a la presa de mesures. El *datum* del WGS84 es troba al centre de masses de La Terra i en ell hi coincideix el centre de masses de l'el·lipsoide WGS84. Les constants millores en els sistemes de mesura i estimació de la posició exacta del centre de masses del planeta ha propiciat que des de 1984 s'hagi revisat repetides vegades la posició del *datum* WGS84. Aquestes revisions, però, només afecten en uns pocs centímetres la posició exacta del centre de La Terra (Neacsu, 2008).

3.3.1 Definició de l'el·lipsoide WGS84

Per a la definició de l'el·lipsoide WGS84 es requereixen quatre paràmetres bàsics, que es descriuen a la següent taula (National Imagery and Mapping Agency, 2000):

Taula 3. 2. Paràmetres definitoris de l'el·lipsoide WGS84.

Paràmetre	Notació	Valor
Semieix major	a	6378137,0 m
Aplatament invers	1/f	298,257223563
Velocitat angular de La Terra	ω	$7292115,0 \times 10^{-11}$ rad/s
Constant gravitatòria de La Terra	GM	$3986004,418 \times 10^8$ m ³ /s ²

El valor de l'aplatament invers (1/f) relaciona els semieixos major i menor. És sabut que tot el·lipsoide necessita de tres semieixos per a la seva definició, però en el cas de l'el·lipsoide WGS84, dos d'ells són iguals. La relació entre el semieix major (a) i el semieix menor (b) és la següent:

$$f = \frac{a - b}{a}$$

de manera que el semieix menor adopta un valor $b = 6356752,3142$ m.

D'aquest model geomètric es deriven algunes propietats físiques rellevants de l'el·lipsoide WGS84.

Taula 3. 3. Quantitats físiques derivades de l'el·lipsoide WGS84.

Paràmetre	Notació	Valor
Potencial gravitatori teòric	U_0	62636851,7146 m ² /s ²
Gravetat teòrica a l'Equador	γ_e	9,7803253359 m/s ²
Gravetat teòrica als pols	γ_p	9,8321849378 m/s ²
Gravetat mitja	γ_m	9,7976432222 m/s ²

3.4 EL GEOIDE

Es defineix el geoide com una superfície equipotencial, sobre la qual l'acceleració de la gravetat és constant, i, en conseqüència, també l'energia potencial. A partir d'aquesta definició es pot pensar que el nivell mig del mar (o *Mean Sea Surface – MSS*) coincideix amb el geoide. Veurem més endavant que aquesta consideració és essencialment errònia.

La idea del geoide va ser introduïda ja al segle XIX per Gauss, i el seu deixeble Johann Benedict Listing en va encunyar el nom (Scheingraber, 2009). Aquesta idea es basa en el fet que la distribució de la massa a la Terra no és uniforme, fet que causa anomalies en l'acceleració de la gravetat a la seva superfície. La següent figura il·lustra aquesta situació, posant de manifest les diferències entre el geoide, l'el·lipsoide i el nivell mig del mar:

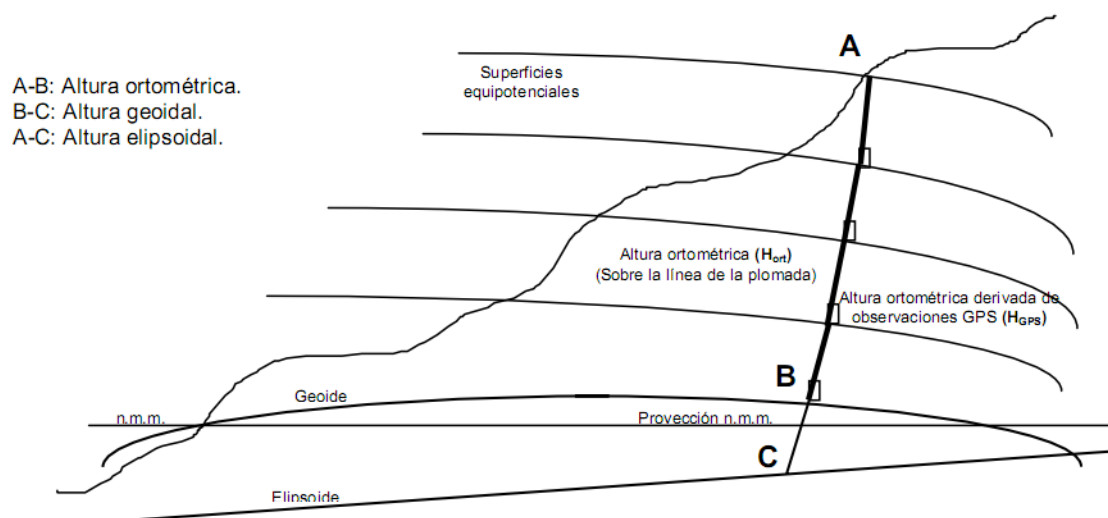


Figura 3. 5. Esquema de les diferències entre el-lipsoide, geoide i nivell mig del mar (Sánchez & Martínez, 1997).

Sense entrar en detalls matemàtics exhaustius fora de l'abast d'aquest document, la determinació numèrica del geoide es realitza a partir de mesures gravitacionals i altimètriques, tant a nivell terrestre com via satèl·lit. Aquests valors empírics s'utilitzen en la calibració de models matemàtics basats en els Polinomis de Legendre, que serveixen per a expressar les funcions esfèriques harmòniques derivades de l'Equació de Laplace que defineix els camps potencials. Aquestes equacions harmòniques tenen un ordre i un grau igual als Polinomis de Legendre que contenen. A major ordre i grau dels polinomis utilitzats, major és el detall i menor l'error comès en la definició de la superfície equipotencial de la Terra. Per contra, el temps de càlcul numèric s'incrementa dramàticament.

De forma similar a l'el-lipsoide, amb el pas dels anys han aparegut molts models de geoide, que es defineixen a partir d'una superfície amb una certa diferència d'altura respecte a l'el-lipsoide en cada punt. El model més utilitzat actualment en cartografia i geodèsia és l'*Earth Gravitational Model 96 (EGM96)*, publicat per la NASA i la *National Imagery and Mapping Agency (NIMA)* (Lemoine & Pavlis, 2004).

L'any 2008 es va publicar un nou model gravitacional de la Terra, anomenat *EGM2008* (Pavlis, 2010). Aquest model presenta millores quant a l'error esperat dels valors i la resolució espacial del model respecte el model de l'any 1996. L'organisme encarregat de la publicació d'aquest nou model gravitacional va ser la *National Geospatial Intelligence Agency (NGA)*, anteriorment conegut com *NIMA*.

A la següent taula apareixen resumides les principals característiques dels dos models gravitacionals esmentats, fent-se palesa la notable diferència quant a error quadràtic mig comès entre els dos models. Sens dubte, els avenços en la velocitat dels processadors dels computadors ha estat un factor determinant a l'hora de millorar la qualitat dels models.

Taula 3. 4. Principals característiques dels models EGM96 i EGM2008.

Model	Ordre/Grau	Resolució	Error Quadràtic Mig
EGM96	360/360	15' X 15'	±0.5-1.0m
EGM2008	2159/2190	2' X 2'	±0.15m

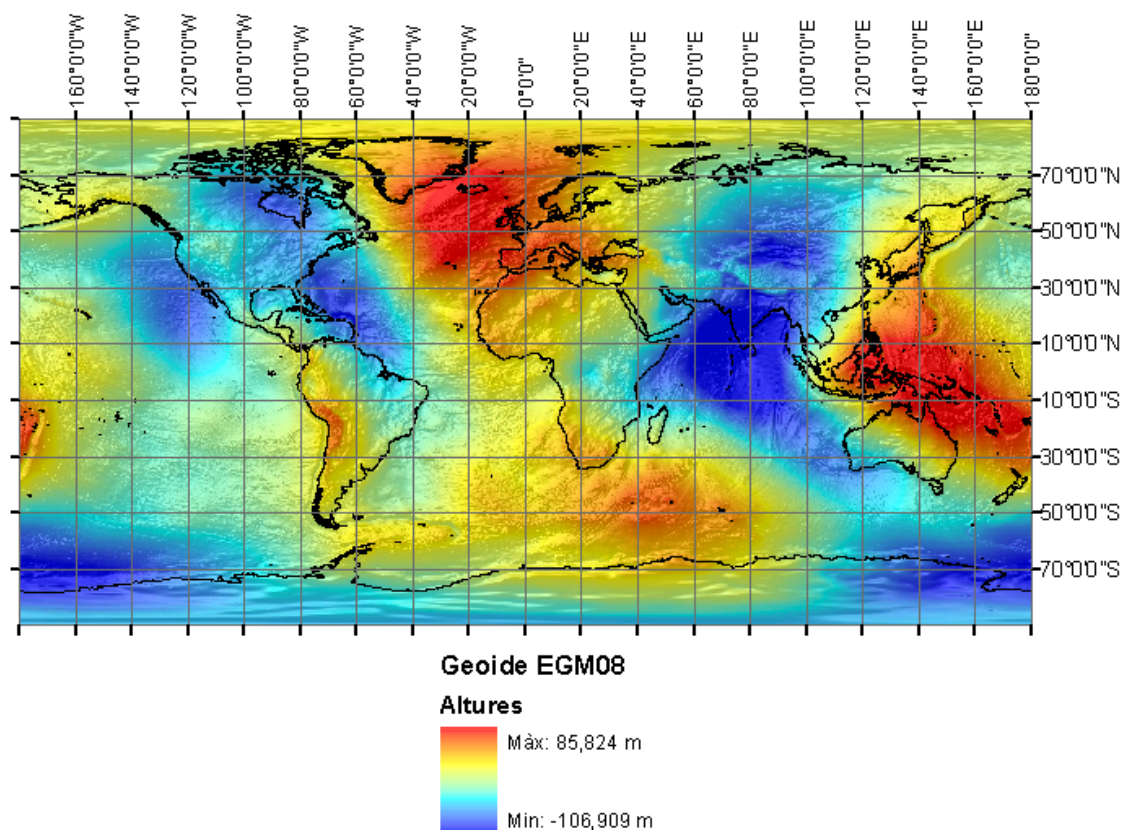


Figura 3. 6. Geoida EGM2008.

3.5 EL NIVELL MIG DEL MAR

Entenem per nivell mig del mar o *mean sea surface (MSS)* el nivell de mars i oceans sense tenir en compte l'efecte de les mareas causades per la Lluna i el Sol, és a dir, el nivell de mars i oceans en un hipotètic repòs pel que fa a les forces gravitatòries (Durland, 2009).

Tot i així, existeixen d'altres efectes que influeixen sobre el nivell mig de mars i oceans. El principal és l'efecte dels corrents oceànics, causats per diferències de temperatura i salinitat entre les diferents regions oceàniques. Aquests corrents generen canvis en la pressió superficial de les masses oceàniques. A més, els efectes causats per la pressió atmosfèrica i d'altres fenòmens atmosfèrics com la temperatura, generen alteracions en el nivell mig del mar. Aquests efectes són els que,

principalment, propicien l'existència de petites diferències entre el *MSS* i el geoida (Andersen & Knudsen, 2008).

Els models digitals d'elevació mitja del mar solen representar-se en funció de la diferència entre el nivell mig dels oceans i la superfície de l'el·lipsoide de referència. Així, a primer cop d'ull, un model de representació del *MSS* no difereix gaire dels models geoidals, ja que les diferències entre ambdós, tot i existir, són molt petites.

Sens dubte, de cara als resultats que persegueix aquest estudi, cal saber amb exactitud quines són les diferències entre el geoida i el nivell mig del mar, doncs és aquest darrer el que determinarà en última instància la dinàmica d'inundació.

Les dades corresponents a la *MSS* que s'utilitzen en el present treball han estat obtingudes a partir de 12 anys d'observacions compresos entre 1993 i 2004 i es basen en el model geoidal EGM2008 (Andersen & Knudsen, 2008). El nom del model *MSS* utilitzat es coneix com *DNOSC08*

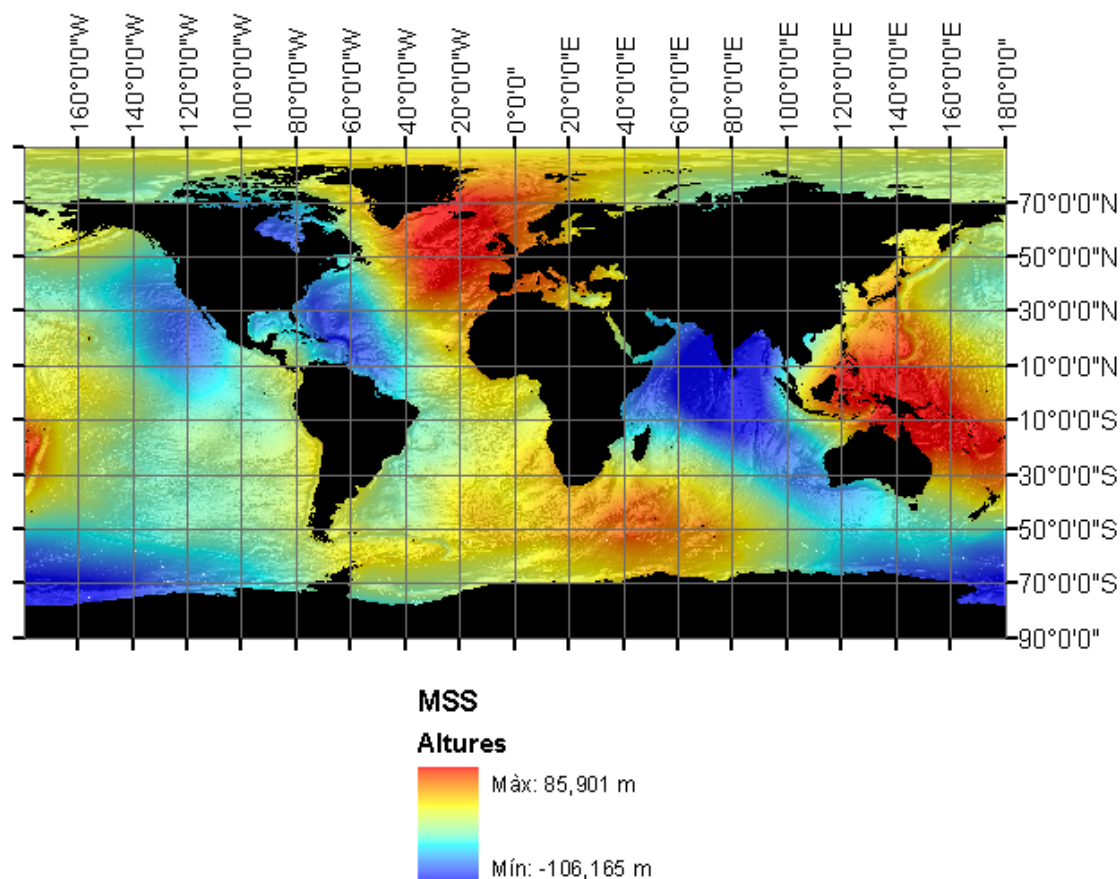


Figura 3. 7. Model de la MSS DNOSC08

3.6 TOPOGRAFIA OCEÀNICA DINÀMICA

El darrer concepte que cal introduir referent al nivell dels oceans del planeta és el de la topografia oceànica dinàmica o *Dynamic Ocean Topography (DOT)*. Es tracta d'un concepte senzill, que resulta de la resta del MSS i el geoides (Bosch & Teixeira, 2009). El ràster resultant proporciona informació sobre les diferències entre el nivell mig dels oceans i la superfície equipotencial amb la que haurien de coincidir en situació d'equilibri total.

$$\text{MSS} - \text{Geoides} = \text{DOT}$$

És important notar que, com el seu nom indica, aquesta topografia és dinàmica i està referida a un cert moment o període temporal. Assumint que la definició del geoides és invariant amb el temps (menyspreant terratrèmols i d'altres fenòmens que ocasionen una redistribució de les masses del planeta), els nivells mitjos dels oceans si que varien en curts períodes de temps a causa de fenòmens ja enumerats en el Capítol 2. En qualsevol cas, alguns treballs centrats en la determinació de la DOT del planeta (Tapley, Chambers, Bettadpur, & Ries, 2003) han determinat una important estaticitat en aquesta topografia. D'aquesta manera, el nostre estudi està en condicions d'assumir la DOT com una topografia essencialment estàtica, utilitzable per a un estudi predictiu com el que ens ocupa. A la següent figura es representa la topografia oceànica dinàmica de la Terra.

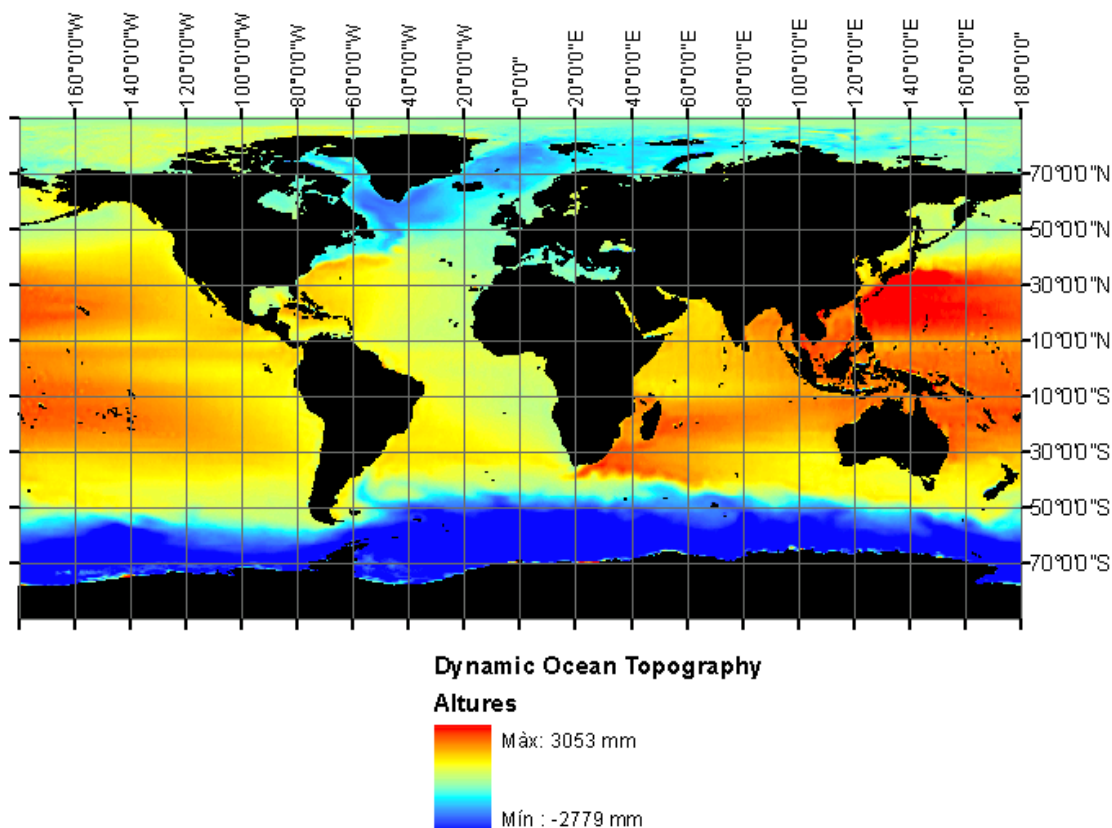


Figura 3. 8. Topografia oceànica dinàmica.

CAPÍTOL 4: CÀLCULS

El capítol dedicat als càlculs realitzats s'exposarà tot el procés de pretractament al que han estat sotmeses les dades espacials recopilades. També es descriurà el procés de càlcul principal, així com els errors analítics i numèrics associats als càlculs realitzats.

4.1 HIPÒTESIS DE PARTIDA

Abans d'abordar el llarg procés de càlcul que involucra el present treball, cal tenir ben clar, tal i com ja s'ha exposat en el Capítol 2, en quines hipòtesis es calcularà l'increment del nivell dels oceans en cas de desglaç complet de la criosfera terrestre. Les hipòtesis acceptades en el càlcul són:

- Absència de fenòmens d'isostàsia
- Temperatura mitjana dels oceans constant.
- Absència de marees.
- Absència de corrents marins.
- Fluid incompressible a partir del nivell actual dels oceans.

- Salinitat constant.
- Sòl impermeable.
- Relleu desconegut a l'Antàrtida. Es suposen parets verticals.

L'adopció d'algunes d'aquestes hipòtesis provoca de forma clara una sobrelevació del nivell teòric calculat envers el nivell real que assolirien els oceans en cas de desglaç de la totalitat de la criosfera. Són els casos de les hipòtesis d'absència de fenòmens isostàtics, de que l'aigua procedent del desglaç és incompressible, de que els sòls costaners es comporten com a impermeables o de que la línia de costa de l'Antàrtida s'assimila a una paret vertical, contribuint de forma nul·la a l'increment d'àrea amb l'altura.

La resta d'hipòtesis tenen un comportament futur poc previsible pel que fa a la seva contribució a l'elevació final, ja que no es pot afirmar amb seguretat que elevin o disminueixin el nivell teòric dels oceans en cas de no ser considerades.

4.2 SUPERFÍCIE D'INTEGRACIÓ

La determinació de la màxima sobrelevació que pateixen els oceans a causa del desglaç de totes les masses d'aigua actualment congelades depèn de la figura geomètrica sobre la qual pretenem estendre aquest volum. Segons la figura utilitzada com a base els resultats seran uns o altres. Resulta fonamental, doncs, ésser conscients de les característiques reals de la superfície de la Terra, com ja s'ha exposat anteriorment, per tal que les simplificacions que s'estableixin d'aquesta siguin acceptables quant a resultats obtinguts i permetin acotar l'error comès respecte una integració dels volums sobre la superfície real del planeta.

4.2.1 Superfície de l'el·lipsoide

La fórmula que defineix la superfície d'un el·lipsoide no és, ni molt menys, trivial com la de la superfície d'una esfera. Hi ha diverses formes d'aquesta equació, però el seu càlcul exacte requereix de l'ús de funcions el·líptiques de Jacobi i integrals el·líptiques incompletes de segon i tercer tipus.

Una alternativa raonable per a la determinació aproximada de la superfície d'un el·lipsoide és l'ús de la següent fórmula (Wolfram Research, Inc., 2010):

$$S_{el} = 4 \cdot \pi \cdot \left(\frac{a^p \cdot b^p + a^p \cdot c^p + b^p \cdot c^p}{3} \right)^{\frac{1}{p}}$$

$$p = 1,6075$$

On els coeficients a, b i c es corresponen amb els tres semieixos necessaris per a la definició de l'el·lipsoide. Recordem que per a l'el·lipsoide WGS84, a=b, ja que

hi ha dos semieixos majors iguals i un semieix menor. Així, l'expressió de la superfície de l'el·lipsoide és:

$$S_{el} = 4 \cdot \pi \cdot \left(\frac{a^{2p} + 2 \cdot a^p \cdot b^p}{3} \right)^{\frac{1}{p}}$$

Aquesta fórmula, tot i ser aproximada acota l'error relatiu comès en el càlcul de la superfície de l'el·lipsoide en un màxim:

$$\max(\varepsilon_{rel}) = 1,061\%$$

Aquest error relatiu depèn de la relació entre els semieixos de l'el·lipsoide, i és menor a mesura que els tres valors dels semieixos són més propers.

Així doncs, segons les dades exposades a la taula 3.2, la superfície de l'el·lipsoide WGS84 resulta ser de:

$$S_{WGS84} = 510.065.627,587 \pm 5.411.796,298 \text{ km}^2$$

4.2.2 Superfície de l'esfera

A partir de les dades de l'el·lipsoide WGS84 (National Imagery and Mapping Agency, 2000), s'ha determinat el radi de l'esfera de superfície equivalent a la de l'el·lipsoide, que resulta tenir un radi de 6371007,1809 m. Amb aquesta dada podem calcular la superfície corresponent a l'esfera d'àrea equivalent a l'el·lipsoide WGS84.

$$S_{esf} = 4 \cdot \pi \cdot R^2 = 510.065.621,721 \text{ km}^2$$

Veiem com, efectivament, els dos valors difereixen a partir de la novena xifra significativa, per la qual cosa la fórmula aproximada per a la superfície de l'el·lipsoide és, com era d'esperar, vàlida. Així doncs, d'ara endavant considerarem el darrer valor calculat com el corresponent a l'àrea real de l'el·lipsoide WGS84.

$$S_{esf} = S_{WGS84}$$

$$\varepsilon_{rel} = 100 \cdot \frac{|S_{esf} - S_{WGS84}|}{S_{WGS84}} = 1,15 \cdot 10^{-6} \%$$

4.2.3 Error volumètric

El nostre proper objectiu és determinar l'error comès a l'hora d'integrar els volums d'aigua sobre una esfera i sobre un el·lipsoide. Aquesta diferenciació resulta important, doncs les coordenades geogràfiques (longitud i latitud) amb les que es treballarà suposen que la Terra s'adapta a una esfera i no a un el·lipsoide. Tot i així, podem avançar que l'error en els càlculs volumètrics serà molt similar al que es comet en adaptar l'àrea d'una esfera a la d'un el·lipsoide, ja que l'increment en el radi (associat a l'increment del nivell dels oceans) de l'esfera i els semieixos de l'el·lipsoide és menyspreable respecte als seus valors inicials. Prendrem com a dades de partida totes les exposades fins al moment, en resum:

- El·lipsoide WGS84:
 - $a = 6378137,0$ m (semieix major)
 - $b = 6356752,3142$ m (semieix menor)
- Esfera d'àrea equivalent:
 - $R = 6371007,1809$ m

Tal i com s'ha exposat en el Capítol 2, les previsions sobre l'increment potencial del nivell dels oceans estan entorn als 70 metres de sobrelevació. Així, en una situació estàtica i purament homotètica, els nous valors a adoptar per als semieixos de l'el·lipsoide i el radi de l'esfera s'incrementaran també en 70 metres. Amb aquestes noves dades estem en condició d'avaluar els increments de volum de cadascuna de les figures geomètriques. Ho farem prenent un increment aproximat de 70 metres, assumint que la diferència entre aquest valor i el finalment calculat serà menyspreable per al càlcul de l'error volumètric.

- Volum el·lipsoide: $V_{el} = \frac{4}{3}\pi a^2 b$

$$\Delta V_{el} = \frac{4}{3}\pi[(a + 70)^2(b + 70) - a^2 b]$$
- Volum esfera: $V_{esf} = \frac{4}{3}\pi R^3$

$$\Delta V_{esf} = \frac{4}{3}\pi[(R + 70)^3 - R^3]$$
- Error relatiu: $\varepsilon_{rel}(\%) = 100 \cdot \frac{|\Delta V_{esf} - \Delta V_{el}|}{\Delta V_{el}} = 7,52 \cdot 10^{-5}\%$

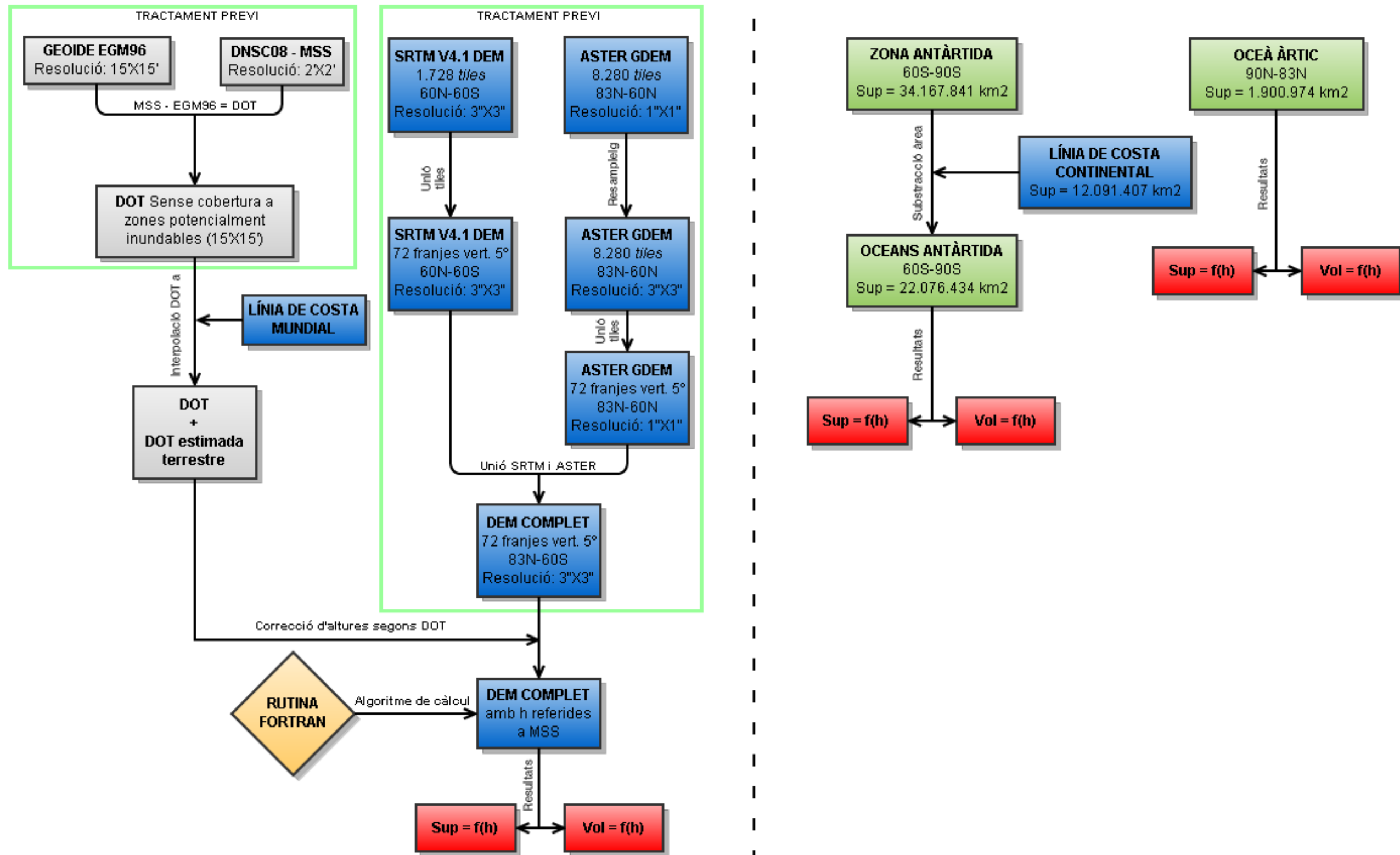
Es comprova doncs, que l'error relatiu comès en la integració de volums sobre una esfera respecte a la integració sobre un el·lipsoide és menyspreable.

Més endavant es descriuran amb detall tots els errors que cal considerar i acotar una vegada assumit que la hipòtesi d'integració sobre una superfície esfèrica és acceptable.

4.3 DESCRIPCIÓ DEL PROCÉS DE CÀLCUL

El present epígraf té per objectiu descriure el procés de càlcul seguit per a l'obtenció de la corba hipsomètrica de la Terra. El següent diagrama de fluxos il·lustra de forma gràfica els processos seguits i les dades emprades: Tot allò que s'exposarà en endavant intentarà sintetitzar el procediment seguit en cadascun dels passos que il·lustra el diagrama.

PROCÉS DE CÀLCUL



El procés de càlcul, més enllà del tractament previ, es basa en el càlcul de la inundació global a partir d'una divisió del globus terraquí en 72 franges verticals. Aquesta divisió és necessària per tal de poder tractar de forma òptima i adequada al hardware disponible l'enorme volum de dades que suposa la discretització de les elevacions del Planeta Terra amb una malla quadrada d'una resolució aproximada de 90 metres a l'Equador.

4.4 TRACTAMENT PREVI

L'enorme volum de dades espacials, tant pel que fa a geoide i nivell mig del mar com a models digitals d'elevació, fa que el procés de càlcul no pugui ser abordat de forma conjunta i sigui necessari tractar les dades d'acord amb els recursos informàtics disponibles. Els epígrafs següents exposaran el pretractament aplicat a totes les dades necessari per al càlcul de la corba hipsomètrica de forma òptima i adequada al hardware i software utilitzat.

4.4.1 Hardware i software utilitzats

- Hardware:
 - Processador: *Intel Core 2 Duo E8500 @ 3,16 GHz*
 - Memòria RAM: *3,48 GB*
 - Sistema Operatiu: *Microsoft Windows XP Professional*
 - Emmagatzematge: *Disc dur extern USB 2.0 – 465 GB*
- Software:
 - *ArcMap 9.3 – ArcInfo*
 - *Microsoft Visual Studio*
 - *Compaq Visual Fortran V6.1*
 - *Microsoft Excel 2007*
 - *Google Earth 6*
 - *Global Mapper V11.02*
 - *Miramón V7*
 - *Matlab V7*

4.4.2 Geoide EGM96

Les dades d'ondulació del geoide EGM96 respecte de l'el·lipsoide WGS84 no es troben en format ràster. L'extracció de les dades d'elevació s'ha de realitzar punt a punt mitjançant un arxiu d'entrada. Aquesta situació representa un greu desavantatge a l'hora de transformar aquestes dades a format ràster visualitzable mitjançant ArcMap.

La resolució màxima que permet el model EGM96 (veure taula 3.4) deriva en la necessitat d'obtenir l'elevació d'aquest respecte el WGS84 en un total de 1.036.800 punts. Per tal de llistar les coordenades de tots aquests punts s'han programat unes senzilles ordres en Matlab per a la creació d'un arxiu de text d'entrada (veure annex 2).

Una vegada extreta la informació sobre l'ondulació del geoide en cada punt, cal interpolar-la mitjançant un programa escrit en FORTRAN (National Geospatial-Intelligence Agency, 2008). Mitjançant un compilador d'aquest codi és possible obtenir la interpolació desitjada per als punts calculats en un format llegible mitjançant ArcMap. El temps de càlcul necessari per a la compilació i posterior interpolació no supera els 2 minuts amb el hardware especificat anteriorment. Després d'aquesta operació s'obté una malla de punts llegible amb ArcMap, però cal transformar-la en una malla de cel·les tipus ràster DEM. Aquest darrer procés és ràpid i senzill mitjançant les eines de què disposa el programa ArcMap.

Sistema de referència

Al final del procés d'obtenció del DEM corresponent a l'ondulació del geoide EGM96 cal prendre en consideració el sistema de referència en que queda representat aquest DEM.

Tots els DEM's de topografia terrestre estan referenciats segons el sistema de coordenades geogràfiques de longitud i latitud. Aquest sistema, per omissió, estableix una extensió del globus terraqui compresa entre:

- Latitud: $-90^{\circ} - 90^{\circ}$
- Longitud: $-180^{\circ} - 180^{\circ}$

El meridià central (longitud 0°) és, en tots els DEM's el Meridià de Greenwich. El problema de referenciació que presenta el model EGM 96 és que, si bé considera l'origen de longituds en el Meridià de Greenwich, no considera coordenades negatives per a la longitud en cap cas. Per tant, el model EGM96 s'estén entre la longitud 0° i la 360° . Aquesta situació fa necessari un petit treball de post procés, consistent en el tall i posterior translació de tota la part del DEM situada més enllà de la latitud $+180^{\circ}$. Una vegada traslladada aquesta part del DEM, només cal tornar a fusionar les dues parts per a obtenir un nou DEM complet i totalment continu entre les latituds desitjades.

El següent quadre mostra les mides en MB de les dades tractades en el procés.

Taula 4. 1. Mides dels arxius tractats en la determinació del DEM EGM96

Arxiu	Extensió	Mida (MB)
Entrada coordenades	DAT	15,3
Sortida elevacions	GRD	9,5
Elevacions interpolades	DAT	42,6
Punts elevació	SHP	67,9
DEM EGM96	--	7,89

4.4.3 Mean Sea Surface

El geoide EGM2008, per tractar-se d'una evolució del geoide EGM96, pot aportar als posteriors càlculs una major exactitud pel que fa a les altures de cada punt dels DEM topogràfics de la Terra. Tot i així, la seva utilització no es creu convenient, ja que les altures dels DEM's procedents dels projectes SRTM i ASTER prenen com a referència el geoide EGM96. Utilitzar el model EGM2008 comportaria una incongruència pel que fa als sistemes de referència verticals.

El model geoidal EGM2008, però, és el que ha estat utilitzat per a l'obtenció de models de la superfície mitja del mar (*mean sea surface o MSS*), com ara el DNSC08 (sigles per a *Danish National Space Center 2008*), (Andersen & Knudsen, 2008). Les dades descarregables referents a la MSS també han de ser sotmeses a un procés de tractament per tal de poder ser visualitzades correctament en ArcMap.

Pretractament de les dades

Les dades del model DNSC08 MSS es troben disponibles en format GRAVSOFTE ASCII, no llegible inicialment mitjançant ArcMap 9.3. Cal doncs realitzar una importació a format ASCII genèric a partir d'una primera lectura amb el programa Global Mapper V11, que si que accepta el format GRAVSOFTE. El sistema de referència vertical d'aquest model és l'el·lipsoide WGS84, la qual cosa implica que és compatible una comparació amb el model d'ondulació geoidal EGM96.

Una vegada realitzada la transformació de format, només cal reconvertir el ràster en format ASCII a un format visualitzable en ArcMap, tot utilitzant les eines de conversió incorporades en aquest.

La mida dels tres arxius utilitzats, és en tots els casos propera als 700 MB, tant per l'arxiu original en format GRAVSOFTE, com per l'ASCII posterior i el definitiu ràster en format ArcGIS. El temps total de computació és de 55 minuts per al conjunt de passos realitzats. Obtenció de la Topografia Oceànica Dinàmica (DOT)

Una vegada realitzat el pretractament descrit per a obtenir els ràsters d'elevacions del geoide EGM96 i la MSS, l'obtenció de la DOT resulta una operació senzilla. Ja s'ha exposat el concepte al qual respon la DOT a l'epígraf 3.6. Per tant, simplement cal realitzar la sostracció del ràster EGM96 al de la MSS. Així, s'obté el ràster que representa la DOT. Veurem a l'epígraf 4.5 la gran utilitat d'aquest model

digital a l'hora d'estimar les elevacions dels oceans respecte al geoide en les zones actualment no inundades però que són susceptibles de ser-ho arran del desglaç global.

Taula 4. 2. Característiques principals del ràster DOT.

RÀSTER DOT	
Mida	142,38 MB
Resolució malla	2,5'X2,5'
Nombre cel·les	37.324.800

4.4.4 SRTM V4.1 DEM

Els DEM del projecte topogràfic global SRTM es descarreguen de forma lliure en arxius separats en petites "rajoles" (*tiles*). Cadascuna d'aquestes rajoles té una extensió de 5°X5°.

Després de realitzar una avaluació de la capacitat de l'equip informàtic i programari utilitzat, i no sense diverses proves fallides, s'ha optat per tractar les 1.728 rajoles que defineixen el relleu de la Terra entre les latituds 60N i 60S agrupades en 72 franges verticals. Aquesta divisió implica que cadascuna de les franges cobreix una longitud de 5°. Així, cadascuna de les franges està formada per un total de 24 rajoles disposades verticalment.

Hom pot preguntar-se perquè s'han agrupat els DEM's en 72 franges i no en un altre nombre major o menor. L'explicació és senzilla; Resulta evident que desitjarem tractar amb el mínim nombre d'arxius possibles, així que intentarem agrupar el màxim nombre de *tiles* en un sol arxiu. El condicionant és el sistema d'arxius de la majoria de PC's, i discs durs USB externs, que sol ser FAT32. Aquest sistema d'arxius només permet una mida màxima per arxiu, sigui del tipus que sigui, d'aproximadament 4GB. Així doncs, per comoditat a l'hora d'identificar els arxius, podem pensar en confeccionar 36 franges de 10°, per exemple. Cadascuna d'aquestes 36 franges té una mida molt propera als 4GB, raó per la qual s'ha desestimat la seva utilització. Així, el següent graó còmode és el de 72 franges que cobreixin una latitud de 5° cadascuna. A continuació s'apunten les principals característiques dels DEM obtinguts.

Taula 4. 3. Principals característiques dels SRTM V4.1 DEM pretractats.

SRTM V4.1 DEM	
Nombre franges	72
Extensió franges	5°X120°
Resolució	3"X3"
Cel·les per franja	864.000.000
Cel·les totals	62.208.000.000
Mida franges	1,61 GB
Mida total	116 GB
Temps de procés	108 h

4.4.5 ASTER GDEM

Els DEM del projecte topogràfic global ASTER es descarreguen de forma lliure en arxius separats en petites "rajoles" (*tiles*). Cadascuna d'aquestes rajoles té una extensió de 1°X1°.

Resampling

A causa de la seva elevada resolució, la mida dels arxius DEM del projecte ASTER és extremadament gran. Amb l'objectiu de facilitar-ne la seva manipulació i compatibilitzar-los amb els DEM's provinents del projecte SRTM, la primera operació de preprocés que cal efectuar sobre cada rajola és la de *resampling*. Aquesta operació consisteix en modificar la mida de cada cel·la, de manera que cada rajola ASTER tingui la mateixa resolució que les rajoles SRTM. Per tant, cal canviar la resolució de 1" a 3". Aquesta operació implica dividir per 9 el nombre de cel·les i, conseqüentment la mida de cada arxiu.

L'algoritme que regeix el procés de resampleig és l'anomenada assignació del veí més proper (*nearest neighbor assignment*). Aquest algoritme és útil en ràsters on la variació de valor entre diferents cel·les és relativament petita i la relació entre la resolució d'entrada i sortida és relativament propera a la unitat. Així, l'esmentada tècnica adopta com a nou valor de la cel·la el valor més proper al centre de la nova cel·la en la malla d'entrada. La següent figura il·lustra el procés utilitzat.

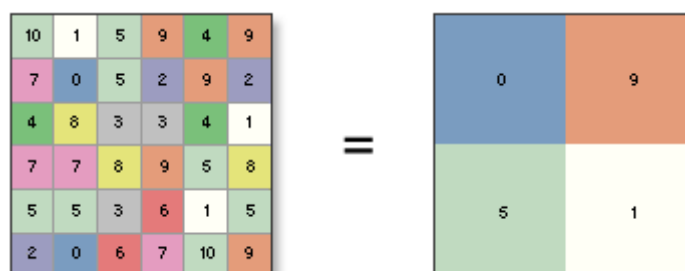


Figura 4. 1. Algoritme nearest neighbor assignment (ESRI, 2011).

Unió de tiles

Per tal de facilitar el procés d'unió posterior entre els ràsters provinents dels projectes SRTM i ASTER, la unió de les rajoles ASTER es realitzarà també en franges verticals de 5° de longitud.

Taula 4. 4. Principals característiques dels ASTER GDEM pretractats.

	DEM's originals	DEM's pretractats
Nombre de tiles	8.280	72
Extensió franges	1°X1°	5°X23°
Resolució	1"X1"	3"X3"
Cel·les per rajola	12.960.000	165.600.000
Cel·les totals	107.308.800.000	11.923.200.000
Mida tiles	24,73 MB	308,81 MB
Mida total	204,76 GB	22,23 GB
Temps de procés	39,1 h	

4.4.6 Unió dels DEM SRTM i ASTER.

Una vegada obtinguts els dos grups de 72 franges verticals de DEM's provinents dels projectes ASTER i SRTM, cal fusionar-les per a poder-hi treballar de forma conjunta. Aquesta operació es realitza sense més inconvenient que l'elevat temps de procés.

Taula 4. 5. Principals característiques dels DEM conjunts.

SRTM V4.1 DEM	
Nombre franges	72
Extensió franges	5°X143°
Resolució	3"X3"
Cel·les per franja	1.029.600.000
Cel·les totals	74.131.200.000
Mida franges	1,92 GB
Mida total	138,24 GB
Temps de procés	71,5 h

4.5 ESTIMACIÓ DE LA DOT EN ZONES POTENCIALMENT INUNDABLES

Un dels principals valors afegits que aporta la present tesina és la consideració de l'existència d'una diferència no menyspreable entre el geoides i el nivell mig dels oceans en repòs (MSS). La DOT ha estat estudiada àmpliament per diversos autors i hem vist el procés seguit per a l'obtenció d'un ràster que la representi.

La qüestió que ens plantejem és què succeeix amb la DOT a les zones que actualment no pertanyen als oceans però que passarien a pertànyer-hi en cas d'un increment notable del nivell actual dels oceans. És per això que s'ha intentat trobar un mètode raonablement senzill quant a concepte i execució per a realitzar una primera estimació de la DOT a les zones que actualment són continentals.

4.5.1 Interpolació segons Distància Inversa Ponderada

La interpolació *Inverse Distance Weighted (IDW)* parteix de la idea bàsica que les coses que estan a prop les unes de les altres són més semblants que les que estan més separades. Per predir un valor per a qualsevol lloc amb absència de mesura, la interpolació IDW utilitzarà els valors mesurats que envolten el lloc de predicció. Els valors mesurats més propers a la ubicació de predicció tindran més influència en el valor previst que els més allunyats. Per tant, la interpolació IDW assumeix que cada punt mesurat té una influència local que disminueix amb la distància. Assigna un pes major als punts més a prop de la ubicació de predicció que a aquells més allunyats, d'aquí el nom de distància inversa ponderada.

Suposem un conjunt de n punts (P_i) dels quals coneixem la propietat (z_i) que pretenem estimar o predir en un altre punt A . Aquesta propietat pot ser l'altura, per exemple. Suposem coneguda la distància entre cada punt P_i i el punt A . Així, la interpolació segons distància inversa ponderada respondrà a:

$$z_A = \sum_{i=1}^n \frac{\lambda_i \cdot z_i}{(AP_i)^\alpha}$$

On queda per determinar el valor real de l'exponent α , que influeix de forma decisiva en la influència de la distància en el valor de ponderació.

Determinació de la potència α

Els pesos són proporcionals a l'invers de la distància elevat al valor de la potència α . Com a resultat, a mesura que augmenta la distància, els pesos disminueixen ràpidament. La rapidesa en la disminució de pes depèn del valor d' α . Si $\alpha = 0$, no hi ha una disminució amb la distància, i per cada punt λ_i serà el mateix. Així, la predicció serà la mitjana de tots els valors mesurats. A mesura que augmenta α , els pesos per punts distants disminueixen ràpidament. Si el valor α és molt alt, només els punts més immediatament propers al punt de càlcul influiran en la predicció.

A mesura que el valor d' α augmenta, també es produeix una pèrdua de la suavitat de la superfície, a causa del major èmfasi donat als punts propers en detriment dels més llunyans.

Entorn d'interpolació

Seguint amb la idea de que les coses que estan a prop les unes de les altres tenen més semblances de les existents amb d'altres més allunyades, a mesura que les ubicacions són més llunyanes, els valors mesurats tenen poca relació amb el valor a la ubicació de predicció. Per accelerar els càlculs, es poden descartar els punts més distants, amb poca influència sobre el punt a calcular. Així, podem plantejar-nos limitar el nombre de valors de mesura que s'utilitzen per predir el valor desconegut d'un lloc mitjançant l'especificació d'un entorn de cerca. La forma específica de l'entorn limita fins a on i on buscar els valors mesurats per ser utilitzats en la predicció. Altres paràmetres d'entorn restringeixen els punts que s'utilitzaran dins d'aquesta forma. En la següent imatge, cinc punts de mesura (entorn) s'utilitzaran a l'hora de predir un valor per a la ubicació sense mesura (punt groc).

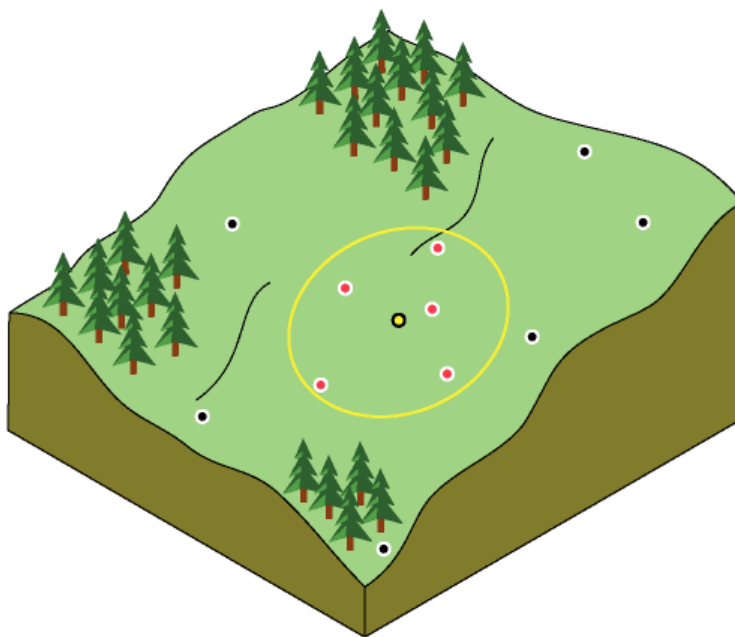


Figura 4. 2. Restricció de l'entorn de cerca en la interpolació IDW (ESRI, 2011).

L'entorn de cerca, doncs, es pot restringir segons un criteri de distància al punt objecte de predicció o bé imposant directament el nombre de punts que participen en la interpolació.

4.5.2 Procés de càlcul

Una vegada exposades les bases teòriques de l'algoritme d'interpolació IDW, només cal decidir el valor dels paràmetres definitoris d'aquest, que són el valor de l'exponent α i el nombre de punts o distància llindar d'interpolació.

Per al cas que ens ocupa, i seguint els criteris proposats a la bibliografia consultada (ESRI, 2011), els paràmetres adoptats són els següents:

- Potència: $\alpha = 2$
- Entorn d'interpolació: 1000 punts

Per als casos en que l'algoritme IDW està definit per una potència $\alpha = 2$, aquest pren el nom de ponderació amb l'invers del quadrat de la distància. Aquest valor és el més usat per a un propòsit general i sol donar resultats versemblants. Altres valors del paràmetre α són utilitzats per a interpolacions en situacions molts concretes.

El procés de càlcul de la DOT estimada en zona terrestre consta de diferents fases:

1. Transformació del ràster de la DOT en zona marina a malla de punts.
2. Eliminació dels punts inclosos dins les àrees continentals

3. Interpolació dels nous punts en zona continental a partir dels valors d'elevació dels punts en zona marina.

4. Transformació de la malla de punts obtinguda a ràster d'elevacions.

Donat l'elevat nombre de punts en que es discretitza la superfície de la DOT i el gran nombre d'interpolacions que cal realitzar en zones continentals, el cost computacional d'aquesta operació és molt elevat, amb una durada total del procés de 4 hores.

Cal esmentar, no obstant, que els resultats obtinguts d'aquesta interpolació presenten certa distorsió en les zones de latituds més extremes. La principal raó és que la unitat de distància planimètrica amb la que es representen els ràsters i DEM's en ArcMap són els graus sexagesimals. Aquest fet fa que la distància real entre les cel·les no sigui constant segons la latitud en que realitzem la interpolació. Aquest fet provoca aberracions importants en els resultats, tal i com es pot observar a simple vista en la zona antàrtica de la següent figura.

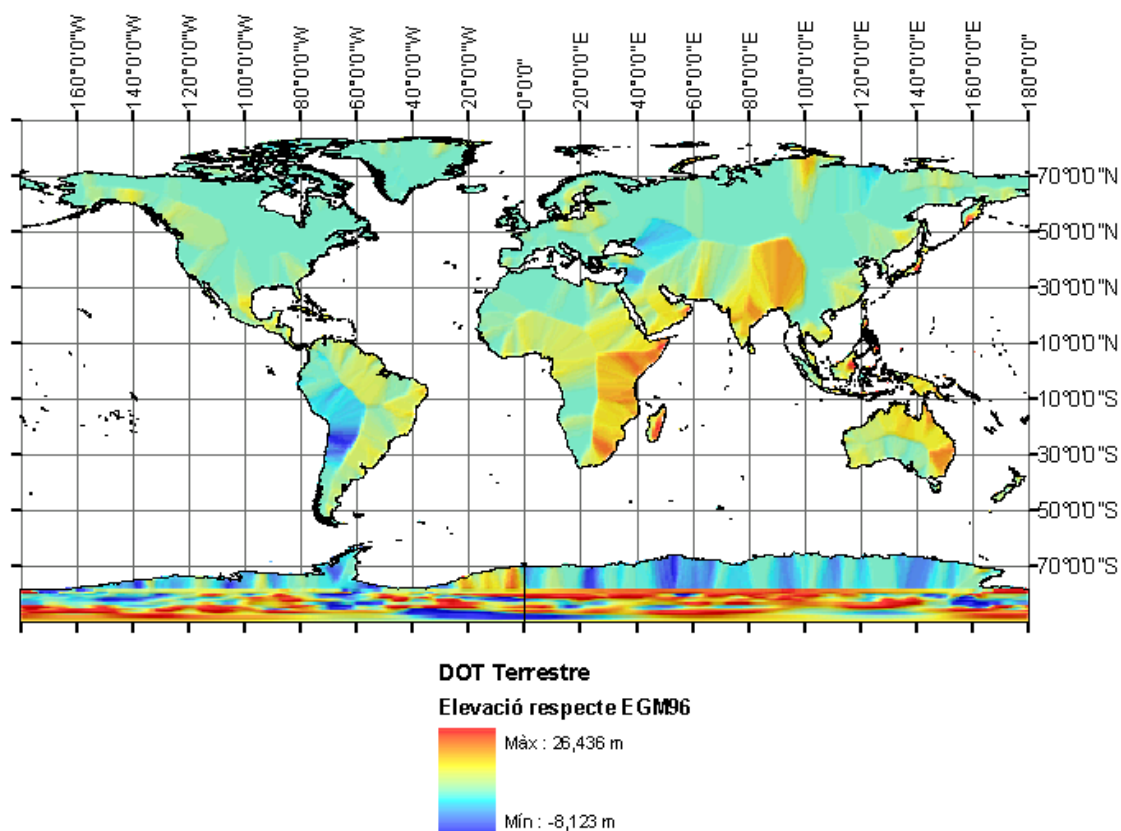


Figura 4. 3. Elevacions de la DOT estimada en zones terrestres.

4.6 MODIFICACIÓ DELS DEM GLOBALS MITJANÇANT LA DOT

La topografia oceànica dinàmica estimada en zones potencialment inundables, i en general a totes les zones continentals de la Terra, ens servirà per a realitzar una petita correcció en les altures geoidals de tots els DEM's. Aquesta correcció comporta de forma implícita un canvi en el sistema de referència vertical exposat a la taula 3.1. Així, la modificació de les altures geoidals a partir del ràster de representació de la DOT implicarà que des d'aquest moment, el sistema de referència vertical passarà a ser el de la MSS.

4.6.1 Procés de càlcul

En aquest cas, el procés és senzill conceptualment, doncs només cal restar el ràster que representa la topografia oceànica dinàmica en tot el globus (mar i terra) als DEM's que representen les elevacions del terreny respecte del geoide EGM96. Tot i així, el cost computacional és novament molt alt a causa de l'elevada resolució dels models digitals d'elevació usats. El cost computacional total derivat del canvi de sistema de referència vertical és proper a les 8 hores.

4.6.2 Consideracions respecte la modificació d'altures

La rectificació realitzada a les altures equival, a efectes pràctics a un canvi de sistema de referència vertical en els DEM's. Si d'origen el sistema de referència era el model geoidal EGM96, ara passa a ser el model DNSC08 d'elevacions mitges dels oceans, amb la introducció de l'estimació de les elevacions en zones potencialment inundables.

Aquesta modificació, tot i ser conceptualment senzilla, pot donar lloc a l'aparició de certs dubtes per part del lector. Probablement, el més rellevant d'aquests sigui pensar en què succeeix en els casos en que la MSS es troba per sota del geoide, donant lloc a l'aparició de cel·les emergides en zones teòricament oceàniques segons el sistema de referència geoidal. La resposta a aquest dubte és senzilla, doncs els DEM's utilitzats contenen un cert rang d'elevacions negatives a les zones més properes a la línia de costa. Per tant, el canvi de sistema de referència no comporta una insuficiència de dades d'elevació. La consideració d'aquestes zones d'elevació negativa és deguda precisament a que, a la realitat es tracta de zones emergides, encara que l'altura geoidal d'aquestes cel·les sigui negativa.

4.7 CÀLCUL D'ÀREES I VOLUMS D'INUNDACIÓ

En aquest epígraf es descriurà l'estratègia seguida per al càlcul de l'evolució del volum i àrea inundada per a un cert increment d'altura donat, amb l'objectiu d'obtenció de les corbes altura-àrea i altura-volum dels oceans.

4.7.1 Descripció de la rutina en FORTRAN

Concepte

Per tal de calcular les àrees i volums d'inundació que es donen per a un cert increment del nivell dels oceans en cadascuna de les 72 franges de DEM's obtingudes després del pretractament de totes les dades, s'ha programat una rutina en codi FORTRAN.

Aquesta rutina parteix d'un concepte senzill, que consisteix en la intersecció de successius plans paral·lels a la superfície actual dels oceans a diferents altures amb cadascun dels DEM's. Per a cada pla es calcula la diferència entre la cota d'aquest i la del terreny que queda per sota. Una vegada calculada la diferència de cotes, l'àrea inundada coincideix amb la suma de les àrees de cada cel·la del DEM per sota del pla definit. El volum s'obté de forma senzilla realitzant el producte cel·la a cel·la de la diferència d'elevacions per l'àrea de la cel·la.

Tot la senzillesa del concepte, dos factors condicionen enormement el desenvolupament del codi:

- Mida dels DEM's.
- Àrea variable de cada cel·la.

Pel que fa a la mida dels DEM's, aquests són massa pesants per a ser emmagatzemats en la memòria RAM d'un ordinador estàndard. Així, cal buscar una alternativa a la lectura completa de cada DEM que no consisteixi en incrementar encara més el nombre de franges (72), amb el problema de gestió de la informació associat que comportaria. La millor solució trobada és la segmentació del càlcul dins d'una mateixa franja, de manera que la rutina llegeix només una part del DEM, en computa els resultats d'inundació i després continua cap a la següent part per a tornar a realitzar el càlcul d'inundació i agregar-lo als anteriors. Es tracta, en altres paraules, de partir cada franja vertical segons un cert nombre de talls horitzontals, obtenint un seguit de petits DEM's que es calculen de forma independent. Després de diverses proves de validació, el nombre de particions que es realitza sobre cada DEM és de 20. Aquest nombre de particions, però, podria haver de ser major si treballem amb un equip informàtic poc potent, o podria ser menor – agilitzant el procés de càlcul – si disposem d'un equip més potent. És per aquesta raó que el nombre de particions és una dada variable a introduir per l'usuari.

Respecte a l'àrea de les cel·les, aquesta és variable a causa de la pròpia definició dels DEM's, a partir dimensions angulars i no de distància. La longitud dels costats de cada cel·la s'expressa en graus sexagesimals, per la qual cosa, la longitud real dels seus costats horitzontals varia en funció de la latitud, mantenint-se constant la longitud dels costats verticals. Es pot apreciar a la figura que a partir de la definició de les coordenades esfèriques, la longitud dl_{φ} depèn de la latitud θ .

$$dl_{\theta} = r \cdot d\theta$$

$$dl_{\varphi} = r \cdot \sin\theta \cdot d\varphi$$

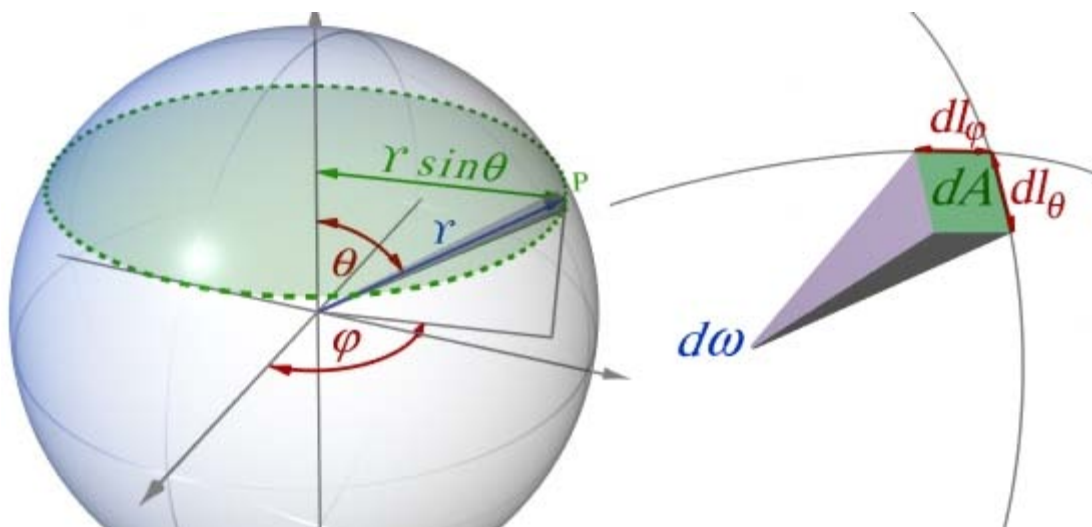


Figura 4. 4. Definició de l'element diferencial d'àrea d'una esfera. (od[force].net, 2009)

Aquesta definició dels DEM's segons coordenades geogràfiques angulars de longitud i latitud facilita molt la representació i visualització d'aquests en un entorn SIG, però no es pot dir el mateix quan es tracta de calcular àrees sobre aquests DEM's. Per a calcular l'àrea real de cada cel·la cal saber en quina latitud es troba aquesta. Aquesta situació s'ha de tenir en compte a l'hora de programar l'algorisme de càlcul.

4.7.2 Errors

És de vital importància realitzar un estudi dels errors comesos en el càlcul numèric de les àrees i volums d'inundació per tal de poder estimar l'interval de confiança dels resultats que es presentaran en el següent capítol. Recordem que l'error analític associat a la figura geomètrica d'integració utilitzada s'ha descrit a l'epígraf 4.2.

Error d'àrea total integrada

Una vegada assumit l'error analític que es comet en la integració sobre una esfera en lloc de fer-ho sobre un el·lipsoide (veure epígraf 4.2), cal acotar l'error derivat de la discretització de la superfície contínua del globus. L'expressió que proporciona l'àrea total compresa entre la latitud 60S i 83N és la següent:

$$A_{real} = \int_0^{2\pi} \int_{-\frac{60\pi}{180}}^{\frac{83\pi}{180}} R^2 \cos\theta \, d\varphi \, d\theta = 4.73997 \cdot 10^8 \text{km}^2$$

On s'ha suposat que el valor de R és aquell que proporciona una àrea igual a la de l'el·lipsoide WGS84 (veure 4.2.2).

Per tal d'obtenir una cota superior de l'error, es pot suposar que tota l'àrea del globus estigui íntegrament formada per oceans. En aquest supòsit, l'àrea total obtinguda mitjançant el càlcul numèric serà:

- Hemisferi Nord: $A_N = 432000 \sum_{i=1}^{99600} R^2 \cos \left(i \cdot d\alpha - \frac{d\alpha}{2} \right) d\alpha^2$
- Hemisferi Sud: $A_S = 432000 \sum_{i=1}^{72000} R^2 \cos \left(i \cdot d\alpha - \frac{d\alpha}{2} \right) d\alpha^2$

On: $d\alpha = 3'' = 0.0008333^\circ$

Les cotes superiors de cada sumatori corresponen a la latitud recorreguda en cada sumatori en nombre de cel·les:

$$99600 = \frac{83}{d\alpha}; \quad 72000 = \frac{60}{d\alpha}$$

I la longitud recorreguda:

$$432000 = \frac{360}{d\alpha}$$

L'àrea total calculada és:

$$A_{\text{càlcul}} = A_N + A_S = (2.5312 + 2.20851) \cdot 10^8 = 4.73971 \cdot 10^8 \text{ km}^2$$

La cota superior de l'error relatiu comès és:

$$\varepsilon_{\text{rel}(A)} = 100 \cdot \frac{|A_{\text{real}} - A_{\text{càlcul}}|}{A_{\text{real}}} = 0.00549\%$$

És important notar que aquest error representa, en qualsevol cas, una infravaloració de l'àrea tota inundada, ja que sempre es compleix que:

$$A_{\text{real}} \geq A_{\text{càlcul}}$$

El darrer apunt que cal esmentar és referent al radi de la Terra utilitzat en aquest càlcul: gràcies a la bibliografia, es coneix aquell valor del radi d'una esfera que proporciona una àrea igual a la de l'el·lipsoide WGS84. Tot i així, en aquest càlcul no s'està considerant la totalitat de l'extensió de la terra, per la qual cosa, el valor del radi a utilitzar seria aquell que proporciona una àrea igual a una franja del WGS84 compresa entre les latituds 60S i 83N. Aquest valor del radi serà, amb tota seguretat diferent, però l'expressió integral de l'àrea d'un el·lipsoide és extremadament complicada, per la qual cosa s'ha obviat aquesta situació, assumint un error no acotable numèricament però amb tota seguretat menyspreable.

Error de volum total integrat

De forma anàloga a com succeeix amb la superfície integrada, el mètode de càlcul usat calcula el volum a partir d'una figura prismàtica amb les dues bases d'igual àrea, i no com un tronc de piràmide. Aquesta situació comporta un error volumètric de

càlcul causat per la no consideració de la curvatura terrestre, que apareix representat a la figura en vermell:

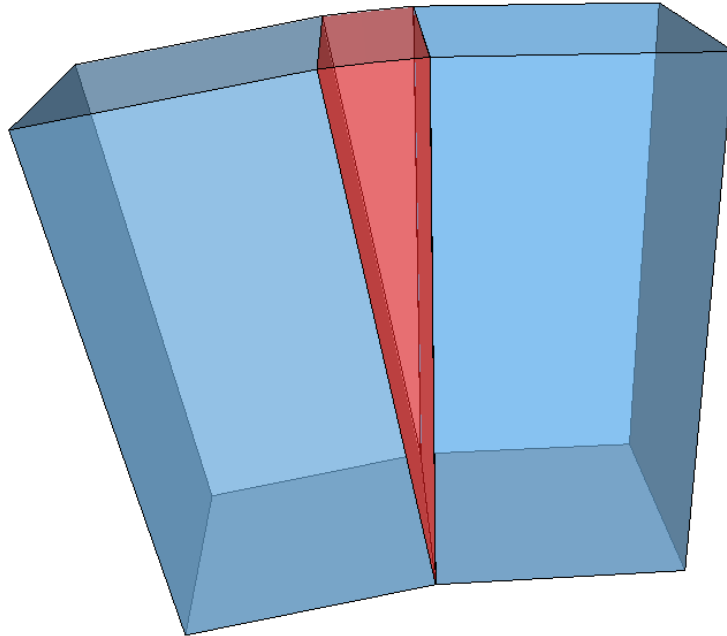


Figura 4. 5. Error volumètric causat per la no consideració de la curvatura terrestre.

L'avaluació d'aquest error és senzilla seguint la mateixa pauta que la que s'ha exposat per al càlcul de l'error de l'àrea total integrada. L'expressió de la superfície discretitzada només ha de ser multiplicada per l'elevació esperada i comparada després amb el volum real d'una closca esfèrica definida entre el radi de la Terra i aquest mateix radi incrementat en el valor de sobrelevació esperat. Numèricament:

$$V_{real} = \frac{4}{3}\pi((R + \Delta R)^3 - R^3) = 3.18439 \cdot 10^7 \text{km}^3$$

On s'ha considerat: $\Delta R = 0.067 \text{km} = 67 \text{m}$

Els càlculs realitzats mitjançant l'algoritme proporcionen un volum d'inundació màxim igual a:

$$V_{càlcul} = A_{càlcul} \cdot \Delta R = 3.1756 \cdot 10^7 \text{km}^3$$

La cota superior de l'error relatiu comès és:

$$\varepsilon_{rel(V)} = 100 \cdot \frac{|V_{real} - V_{càlcul}|}{V_{real}} = 0.276034\%$$

Notem aquí també. que aquest error representa, en qualsevol cas, una infravaloració de l'àrea tota inundada, ja que sempre es compleix que:

$$V_{real} \geq V_{càlcul}$$

Per últim, cal apuntar que l'error relatiu quant a volum total integrat depèn de l'altura ΔR que es consideri, per tant, fóra bo calcular una expressió genèrica d'aquest error que es pogués representar per a cada valor d'altura d'inundació. Tot i així, es pot inferir que l'evolució d'aquest error és lineal amb l'altura d'inundació d'es d'un valor inicial igual a $\varepsilon_{rel(A)}$. D'aquesta manera, estarem en condicions de representar l'evolució de l'error relatiu des de la cota inicial d'inundació fins a la cota final.

Error induït per la no consideració de la curvatura geoidal

De la mateixa manera que la curvatura de l'esfera que representa la superfície d'integració indueix un error degut a la no consideració d'aquesta curvatura, la omissió de la curvatura de la superfície dels oceans, o de forma simplificada del geoide, en el procés d'integració, pot accentuar o mitigar l'error estimat en l'apartat anterior. L'ondulació del geoide respecte a l'el·lipsoide fa que la curvatura de la superfície dels oceans no sigui constant en tot el globus, de forma contrària a una superfície esfèrica, de curvatura constant i igual en totes les direccions.

Per tal de calcular una cota superior de l'error induït per aquesta situació, s'ha procedit al càlcul de les pendents del geoide, que es pot abordar de forma senzilla mitjançant les eines incorporades a ArcMap. Un exemple del ràster resultant es presenta a la següent figura.

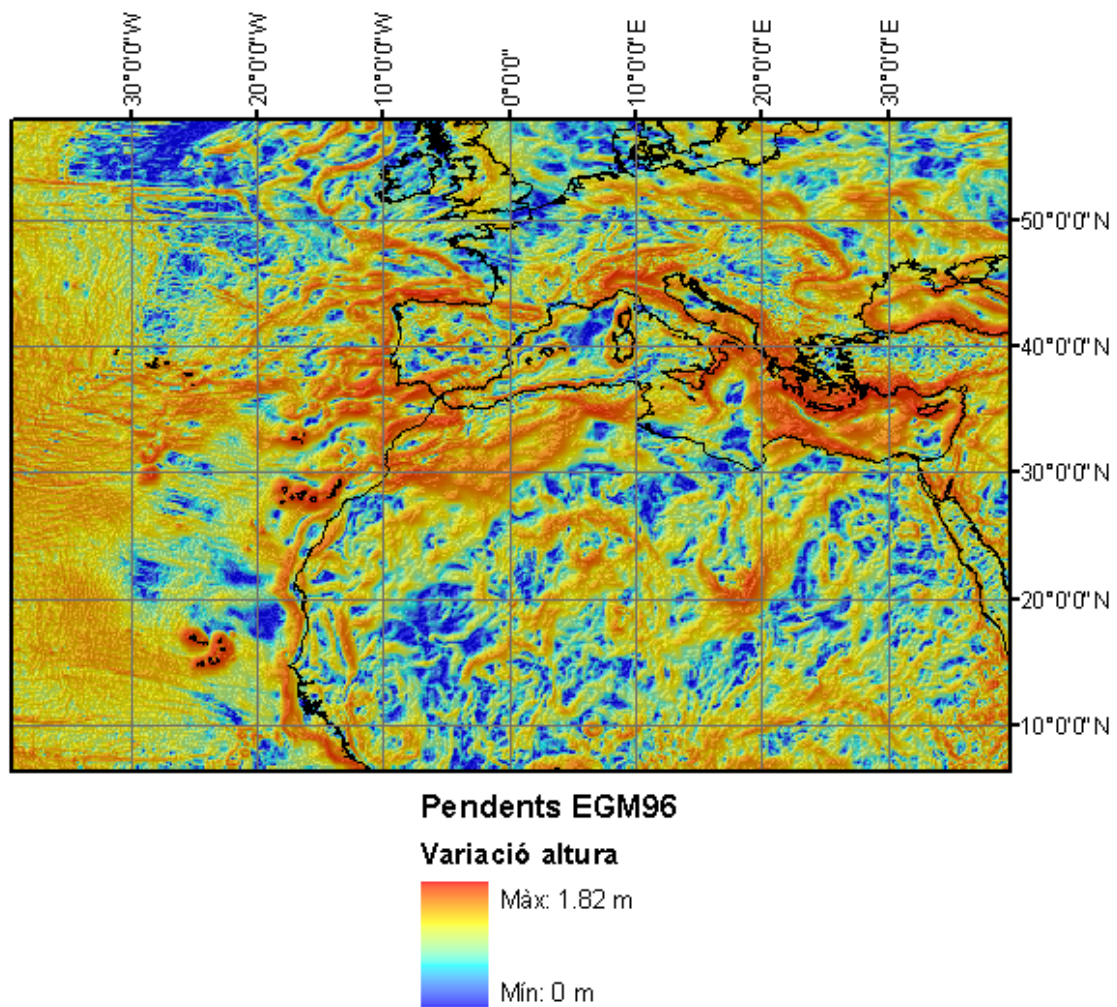


Figura 4. 6. Detall del ràster de pendents del geoide EGM96.

La variació d'altura màxima entre dues cel·les consecutives és de 1,82 metres. El cas més extrem que podem considerar és aquell en què una cel·la presenta pendent màxim cap a totes les cel·les adjacents, ja sigui aquest positiu i negatiu, essent la cel·la considerada un màxim o mínim local. En cas que la cel·la considerada sigui un màxim, l'error comès és una amplificació del fenomen vist a la figura 4.5. En cas que ens trobem en un mínim, existirà una sobrevaloració dels volums estimats, tal i com es mostra a la figura següent.

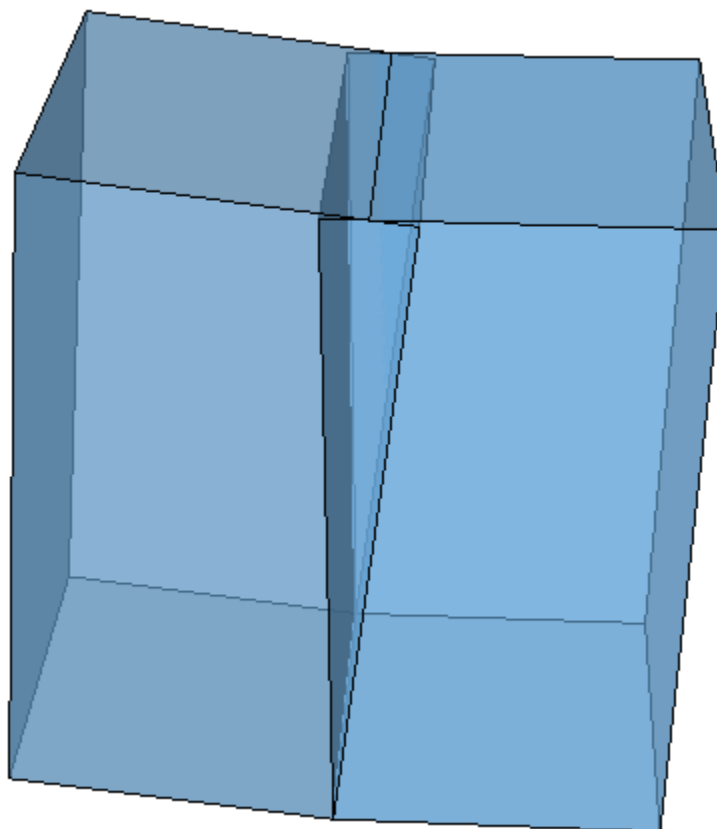


Figura 4. 7. Error volumètric causat per una concavitat geoidal.

És de sentit comú pensar que aquests errors tendiran a compensar-se, ja que és impossible, per exemple, que totes les cel·les es trobin en la mateixa situació que les il·lustrades, ja que si fos així, la superfície del geoide seria còncava en tots els punts, amb la incongruència que aquest fet presenta respecte el caràcter convex general de la superfície de la Terra. De totes maneres, l'anterior figura serveix per a entendre el càlcul de l'error volumètric comès cel·la a cel·la, que està regit per la següent expressió.

$$\Delta V = \Delta R^2 \cdot \operatorname{tg}\left(\frac{1.82}{l}\right) \cdot \frac{1}{2} \cdot l$$

On 1.82 és la diferència màxima d'altura entre cel·les expressada en metres, i l fa referència a la longitud del costat de la cel·la, que també haurà d'estar expressada en metres. ΔR és l'increment d'altura del nivell dels oceans. S'ha assumit que, per a angles petits, és vàlida l'aproximació del sinus a la tangent.

$$\alpha \approx 0 \Rightarrow \sin(\alpha) \approx \operatorname{tg}(\alpha)$$

Novament, però, ens trobem amb el problema de la mida variable de les cel·les segons la latitud en què estan situades. Aquest fet implica que caldria calcular l'error comès per a cada latitud per després agregar-los i obtenir una suma de cadascun dels errors volumètrics màxims comesos. Per intentar economitzar aquest càlcul i obtenir

una cota superior de l'error, hom pot plantejar-se la forma de l'expressió anterior segons la variació del costat de cel·la l entre les latituds 0 i 83N, i treballar amb el costat de cel·la que proporciona un error màxim.

Sabent que la mida de les cel·les del ràster de pendents del geoid EGM96 és:

$$d\alpha = 2'30'' = 0.0416667^\circ$$

$$l \in (564.637; 4633.127) \text{ m}$$

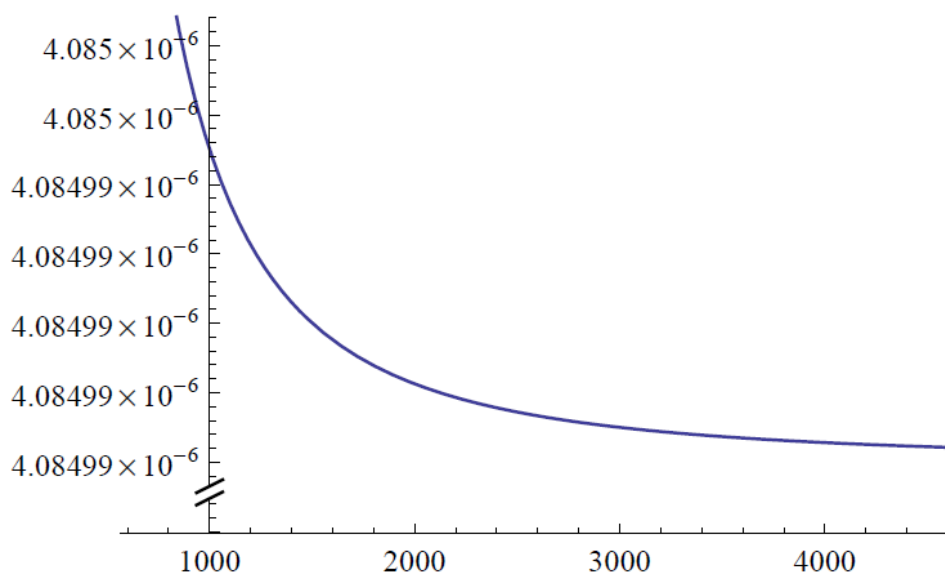


Figura 4. 8. Evolució de l'error volumètric segons el costat de cel·la.

S'aprecia, doncs, que el valor mínim de costat de cel·la és el que proporciona un error màxim, corresponent a cel·les situades a la latitud 83N. Per tant, obtindrem una cota superior de l'error volumètric derivat de la no consideració de la curvatura geoidal si multipliquem l'error comès en una cel·la d'aquesta latitud pel nombre total de cel·les necessàries per a definir el ràster, sigui quina sigui la latitud en que es trobin. Numèricament:

$$\text{núm. cell} = 4321 \cdot 8640$$

$$\sum \Delta V = 4321 \cdot 8640 \cdot 0.067^2 \cdot \text{tg}\left(\frac{1.82}{564.637}\right) \cdot \frac{564.637}{10^9} = 1251.4 \text{ km}^3$$

Podem veure que aquest valor del volum és extremadament petit en comparació al total calculat (veure epígraf 2.2). No es creu necessari ni tan sols calcular l'error relatiu, que s'assumeix com a nul.

Error de càlcul induït pel valor d'elevació de les cel·les

Com ja s'ha apuntat a la taula 3.1, el valor d'elevació de cada cel·la és un nombre enter. Aquesta característica definitòria dels DEM's induïx dos errors, un a nivell d'àrea i un a nivell de volum.

L'arrodoniment del valor d'elevació de cada cel·la a l'enter més proper (arrodoniment per aproximació) comporta una incertesa en el valor d'àrea i volum calculats per a cada valor de sobreelevació del nivell dels oceans. Aquesta incertesa és fàcilment acotable, ja que l'error comès a cada valor de càlcul serà, com a màxim:

- Àrea: $\varepsilon_{A(h)}^+ = A(h + 1) - A(h)$
 $\varepsilon_{A(h)}^- = A(h) - A(h - 1)$
- Volum: $\varepsilon_{V(h)}^+ = V(h + 1) - V(h)$
 $\varepsilon_{V(h)}^- = V(h) - V(h - 1)$

On $A(h)$ i $V(h)$ són les funcions d'àrea i volum en funció de l'altura expressada en metres respectivament.

El raonament que justifica aquesta acotació inferior i superior dels errors d'àrea i volumètric és senzill, sempre i quant es tingui en compte que per a una altura d'inundació h , les cel·les que contribueixen a la funció $A(h)$ són totes les pertanyents a l'interval $[0, h]$. En canvi, les cel·les a una altura h no aporten volum d'inundació, doncs es troben exactament a la mateixa altura que el nivell dels oceans. Així, el volum acumulat a una altura h és aquell que s'acumula per sobre d'aquelles cel·les compreses en l'interval $[0, (h-1)]$.

La incertesa en el valor d'elevació de cada cel·la, que pot presentar una desviació màxima de 0,5 metres, propicia que els valors d'àrea i volum calculats per a cada elevació tinguin una incertesa igual al valors calculats per a les altures immediatament superiors i inferiors.

Quantificació de l'error total comès.

L'agregació de tots els errors considerats, ja siguin analítics o numèrics porta a l'establiment de la cota d'error màxima comesa en els càlculs d'àrea i volumètrics. La cota superior d'aquests errors, en termes relatius és:

$$\varepsilon_{rel}^A \leq 2,10\%$$

$$\varepsilon_{rel}^V \leq 0,67\%$$

4.7.3 Procés de càlcul

El procés de càlcul es realitza a partir de la rutina en FORTRAN i dos arxius d'entrada:

- INPUT.DAT: Arxiu que conté els paràmetres de càlcul
 - hini: Altura inicial
 - hMax: Altura final
 - nH: Nombre de valors per als quals es calcula la inundació
 - nBand: Nombre de bandes en que es dividiran els DEM's.

A l'Annex 1 es pot consultar el format de l'arxiu INPUT.DAT, així com els valors utilitzats per al càlcul de cadascun dels 72 DEM's en que es divideix el globus terrestre.

- TOPO.DAT: Arxiu en format ASCII que conté els valors d'elevació de cada DEM, així com informació per a la georeferenciació de cada cel·la.

A partir d'aquests dos arxius, la rutina llegeix els valors d'elevació de cada cel·la, en calcula l'àrea en funció de la latitud en que es troba cadascuna i calcula el volum acumulat sobre cada cel·la en funció de la diferència entre l'altura de la cel·la i l'altura de càlcul. Aquest càlcul filtra els valors dels DEM i es fixa només en aquells menors o iguals al valor de càlcul.

Una vegada realitzat aquest procés senzill per a cadascuna de les bandes en que es divideix el DEM per qüestions de memòria, s'agreguen tots els valors d'àrea i volum obtinguts i es mostren en un arxiu de sortida en format .txt.

Cadascun dels 72 arxius de text obtinguts s'exporten a una taula d'Excel per tal d'obtenir els valors totals d'àrea i volum en tota la zona del globus calculada mitjançant la rutina FORTRAN (60S – 83N). L'altura màxima de sobreelevació del nivell dels oceans considerada és de 75 metres, un valor de compromís per tal d'assegurar un marge respecte al valor esperat i, a la vegada, no afegir més temps de computació del necessari.

A l'annex 1 es pot consultar l'estructura del codi FORTRAN desenvolupat per al càlcul de la inundació dels DEM's. De la mateixa manera, la taula següent exposa les principals característiques dels arxius computats i els temps de procés necessaris per al càlcul de cadascun dels DEM's involucrats.

Taula 4. 6. Resum de les principals característiques del procés de càlcul

CÀLCUL D'ÀREES I VOLUMS D'INUNDACIÓ	
Nombre arxius	72
Format	ASCII
Mida total	179 GB
Temps validació	201 hores
Temps càlcul	53 hores
Temps total	254 hores

4.8 CÀLCULS D'INUNDACIÓ A LES ZONES ÀRTICA I ANTÀRTICA

Els càlculs a les zones àrtica i antàrtica segueixen una dinàmica lleugerament diferent als que s'han realitzat a la resta del globus terrestre. Veurem que les raons

que motiven l'ús d'un càlcul analític i no numèric de les àrees i volums d'inundació són diferents tot i que a la pràctica el procés de càlcul és idèntic.

4.8.1 Zona àrtica

En el present treball, definim per zona àrtica tota l'àrea del globus terrestre que es troba a una latitud major de 83°N. Aquesta zona, que es pot assimilar a un casquet esfèric, conté en la seva pràctica totalitat massa oceànica, a excepció de petites illes adjacents a Grenlàndia.

L'absència de DEM's que defineixin la topografia terrestre més enllà de la latitud 83N propicia la necessitat d'un tractament analític d'aquesta zona. La idealització és senzilla, a partir de l'assumpció de l'esfera com a forma definitiva de la superfície de la Terra. Es considera un casquet esfèric definit entre les latituds 83 i 90N que conté únicament massa oceànica. La fórmula que defineix l'àrea d'un casquet esfèric és:

$$S = 2\pi Rh$$

El valor de h es pot deduir de forma senzilla com:

$$h = R(1 - \sin\alpha)$$

On α és la latitud de base del casquet esfèric.

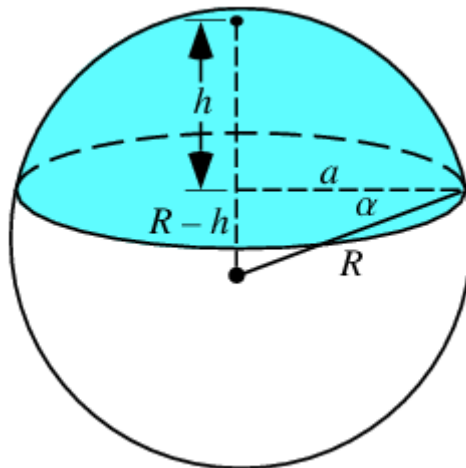


Figura 4. 9. Paràmetres definitoris d'un casquet esfèric (ESRI, 2011).

Amb les dades ja exposades anteriorment, el resultat és:

$$R = 6.371,007km \quad (\text{Radi de l'esfera d'igual superfície a l'el·lipsoide WGS84})$$

$$h = 47,489km$$

$$S_{artic} = 1.900.975,791 km^2$$

Una vegada determinada la superfície del casquet polar àrtic, per a trobar el volum emmagatzemat per sobre d'aquesta superfície podem seguir dues tècniques:

- a. Prendre en consideració la variació del radi entre la superfície inicial i la superfície final d'inundació.

$$V = \frac{1}{3}\pi[(h + \Delta h)^2(3R + \Delta h) - (h + \Delta h)] - h^2(3R - h)$$

Expressió que es dedueix de la que defineix el volum d'un casquet esfèric:

$$V = \frac{1}{3}\pi h^2(3R - h)$$

- b. Menysprear la variació del radi enfront d'aquest i suposar-lo constant.

$$V' = 2\pi R h \cdot \Delta h$$

En primera aproximació, suposant un increment (Δh) del nivell dels oceans de 70 metres, l'error relatiu comès assumint la simplificació en b, és:

$$\varepsilon_{rel} = 100 \frac{|V - V'|}{V} = 100 \frac{|1.33068 \cdot 10^5 - 1.3307 \cdot 10^5|}{1.33068 \cdot 10^5} = 0.0015\%$$

Una vegada conegut l'error comès, assumirem, per comoditat, el valor de volum obtingut mitjançant b.

4.8.2 Zona antàrtica

Definim per zona antàrtica tota l'àrea del globus terrestre que queda al sud de la latitud 60S. Aquesta latitud queda entre el Cabo de Hornos (Sud Amèrica) i el continent Antàrtic.

Aquesta zona del planeta, al contrari que la zona àrtica, si que conté una important massa continental, però l'absència de models digitals d'elevació de la litosfera fa impossible un tractament numèric igual al de la resta del globus.

Com ja s'ha exposat anteriorment, si que es disposa, no obstant, d'informació dels límits continentals de l'Antàrtida. Amb aquestes dades es pot calcular l'àrea continental total per després sostreure-la de l'àrea del globus compresa entre les latituds 60S i 90S. Seguint el mateix procediment que en el cas de l'àrtic, l'àrea compresa en el casquet esfèric antàrtic és:

$$S_{ant} = 34.167.840,8 \text{ km}^3$$

Pel que fa a l'àrea continental, sempre sense tenir en compte l'àrea coberta per capes de gel oceàniques i cenyits només a la superfície litosfèrica, aquesta resulta ser de:

$$S_{cont} = 10.091.407 \text{ km}^3$$

Així, l'àrea oceànica total resulta ser:

$$S_{oceans} = 22.076.434 \text{ km}^3$$

Aquest valor és el que s'utilitzarà per al càlcul de l'increment causat per una certa sobreelevació del nivell del mar (Δh). La dinàmica de càlcul és, novament, la mateixa que la seguida en el cas de la zona àrtica.

Seguint el procediment simplificat de càlcul de volums, que suposa l'increment d'altura dels oceans menyspreable respecte el radi total de la Terra, l'error relatiu té una cota superior de valor:

$$\varepsilon_{rel} = 100 \frac{|V - V'|}{V} = 100 \frac{|2.39175 \cdot 10^6 - 2.39187 \cdot 10^6|}{2.39175 \cdot 10^6} = 0.00502\%$$

Aquest error és el que es comet suposant que tota la zona antàrtica estigués íntegrament coberta per massa oceànica. Per tant, la sostracció de l'àrea continental implica una reducció d'aquest error relatiu. La irregularitat del continent fa impossible la determinació exacta de l'error comès.

Cal recordar, per últim, que la línia de costa antàrtica és considerada estàtica i constant respecte l'increment del nivell dels oceans. A efectes pràctics, estem considerant que la costa del continent està formada per penya-segats de parets totalment verticals. L'increment d'àrea oceànica a la zona antàrtica serà nul amb l'increment d'altura, no així el de volum, que es calcularà com la integral de la funció constant àrea/altura, obtenint una funció lineal.

CAPÍTOL 5: RESULTATS

Una vegada realitzats els càlculs i el post-tractament dels arxius de sortida, ens disposem a realitzar la validació i anàlisi dels mateixos.

En primer lloc, caldrà validar els resultats obtinguts per mitjà de la seva comparació amb dades conegudes de fiabilitat contrastada. Després, caldrà determinar l'elevació màxima dels oceans en cas de desglaç extrem, a partir dels resultats volumètrics. Una vegada determinada aquesta altura màxima, s'analitzaran els resultats referents a l'àrea inundada en funció de l'altura. Aquesta anàlisi permetrà la construcció de la corba hipsomètrica, entre molts d'altres resultats d'elevat interès.

5.1 VALIDACIÓ DELS RESULTATS

La validació dels resultats resulta una tasca senzilla a partir de les dades conegudes respecte la superfície total actual dels oceans. Aquesta, tot i el seu caràcter dinàmic a causa de l'extensió variable de les capes de gel marines i plataformes glacials, pren un valor mig de (Central Intelligence Agency, 2009):

- Àrea oceans actual: 361.132.000 km²

Així doncs, resulta obvi que es pot realitzar una validació del procés de càlcul a partir de la comparació dels resultats obtinguts per a una sobreelevació dels oceans igual a zero amb la dada de l'àrea actual dels oceans.

Per a una sobreelevació nul·la del nivell dels oceans, el valor agregat obtingut de la rutina FORTRAN i els càlculs analítics de superfície oceànica àrtica i antàrtica és:

- Àrea de càlcul: 364.475.003,94 km²

Podem observar una desviació relativament important entre el valor calculat i el que s'ha consultat a diferents fonts bibliogràfiques. Inicialment, podem assumir un error relatiu comès igual a:

$$\varepsilon_{rel} = 100 \cdot \frac{|A_{càlcul} - A_{real}|}{A_{real}} = 0,926\%$$

Tot i així, cal recordar que el valor de l'àrea real dels oceans pren en consideració la presència de capes de gel marines a l'Antàrtida, que resten una àrea oceànica no menyspreable. Caldrà doncs, avaluar i sostreure aquestes àrees oceàniques ocupades actualment per capes de gel. L'extensió total de les glaceres antàrtiques és de:

- Glaceres antàrtiques: 1.541.700 km²

D'aquesta manera, l'àrea real dels oceans que cal considerar és de:

- Àrea oceans actual: 362.673.700 km²

Amb la qual cosa, podem reduir l'error comès fins a un valor de:

$$\varepsilon_{rel} = 0,497\%$$

Aquest error el podem atribuir directament a imperfeccions dels DEM utilitzats, i el seu coneixement ajudarà a establir l'interval de confiança dels resultats obtinguts. Una altra possible font d'aquest error rau en la consideració de la diferència entre l'ondulació geoidal i el nivell mig dels oceans (MSS). La correcció realitzada en els DEM modifica lleugerament la forma de la línia de la costa, de manera que cel·les emergides (amb elevació positiva) en un sistema de referència vertical geoidal poden estar submergides en un sistema de referència vertical basat en la MSS.

5.2 VOLUM D'INUNDACIÓ

Tal i com s'ha exposat a l'epígraf 2.2, es disposa d'una estimació del volum total de massa criosfèrica emmagatzemat actualment al planeta. Així, a partir del càlcul volumètric per a cada increment d'altura, cal comprovar quina seria l'altura màxima d'inundació a partir de la corba altura-volum.

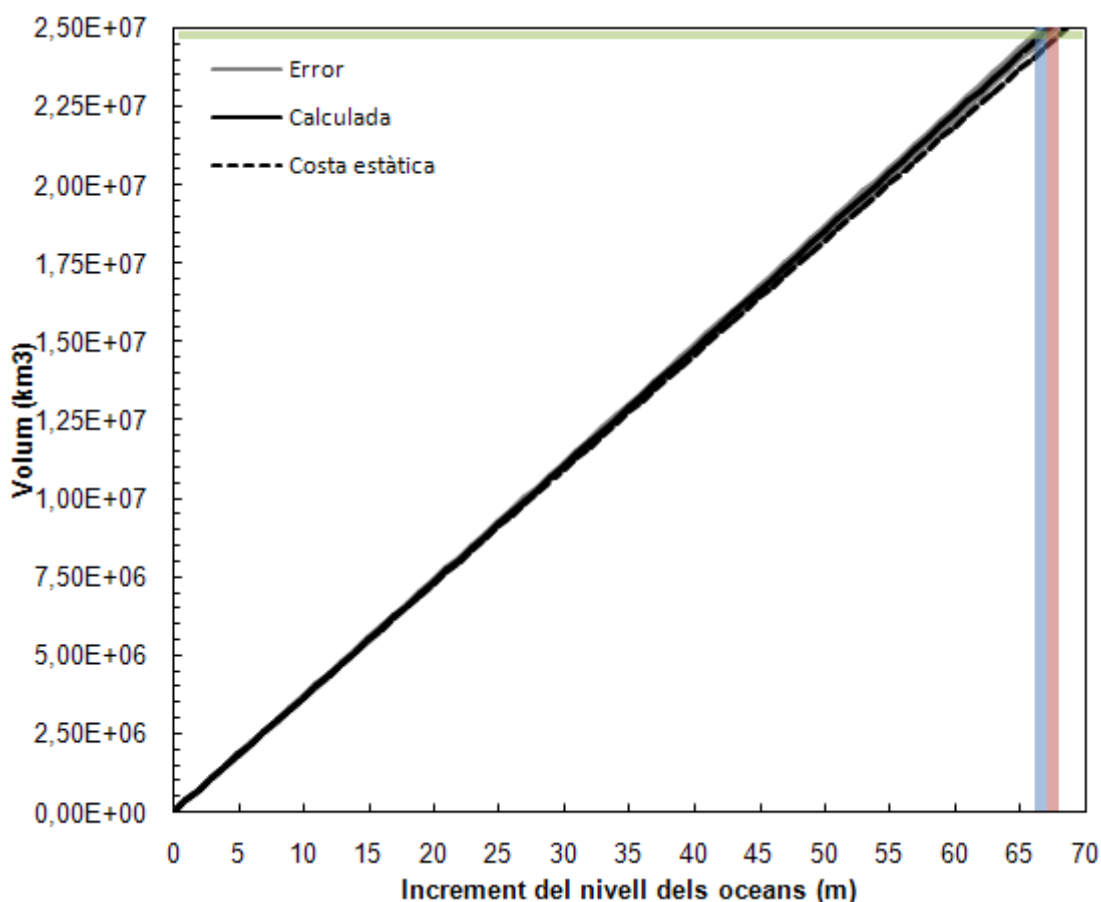


Figura 5. 1. Corba altura-volum.

En vermell, elevació màxima estimada amb supòsit de costa estàtica.

En blau, elevació màxima estimada amb supòsit de costa dinàmica.

En verd, volum estimat de gel a la Terra

A partir d'aquesta corba i de l'avaluació dels valors obtinguts del càlcul, es determina que l'altura màxima d'inundació està compresa entre:

$$\Delta h_{m\grave{a}x} \in [66; 67] m$$

Notem que els resultats són consistents amb tot allò exposat al Capítol 2. Recordem que, en el supòsit de mantenir la línia de costa estàtica i invariable amb l'increment d'altura, lliure de fenòmens isostàtics, l'elevació màxima estimada es troba entorn dels 68 metres (veure epígraf 2.2), tal i com indica la franja vertical vermella de la figura.

Per tant, el resultat obtingut és congruent, ja que el mateix volum es distribueix en una àrea progressivament major, de manera que a mateix volum, l'altura necessària per al seu emmagatzematge resulta lleugerament menor. Tal i com dona a entendre la figura anterior, la variabilitat és petita entre una consideració estàtica i dinàmica de la costa, fet que il·lustra la proximitat de les dues funcions.

Per tal d'apreciar amb més detall les diferències entre la corba volumètrica estàtica i dinàmica, es planteja la representació de la diferència de les dues funcions.

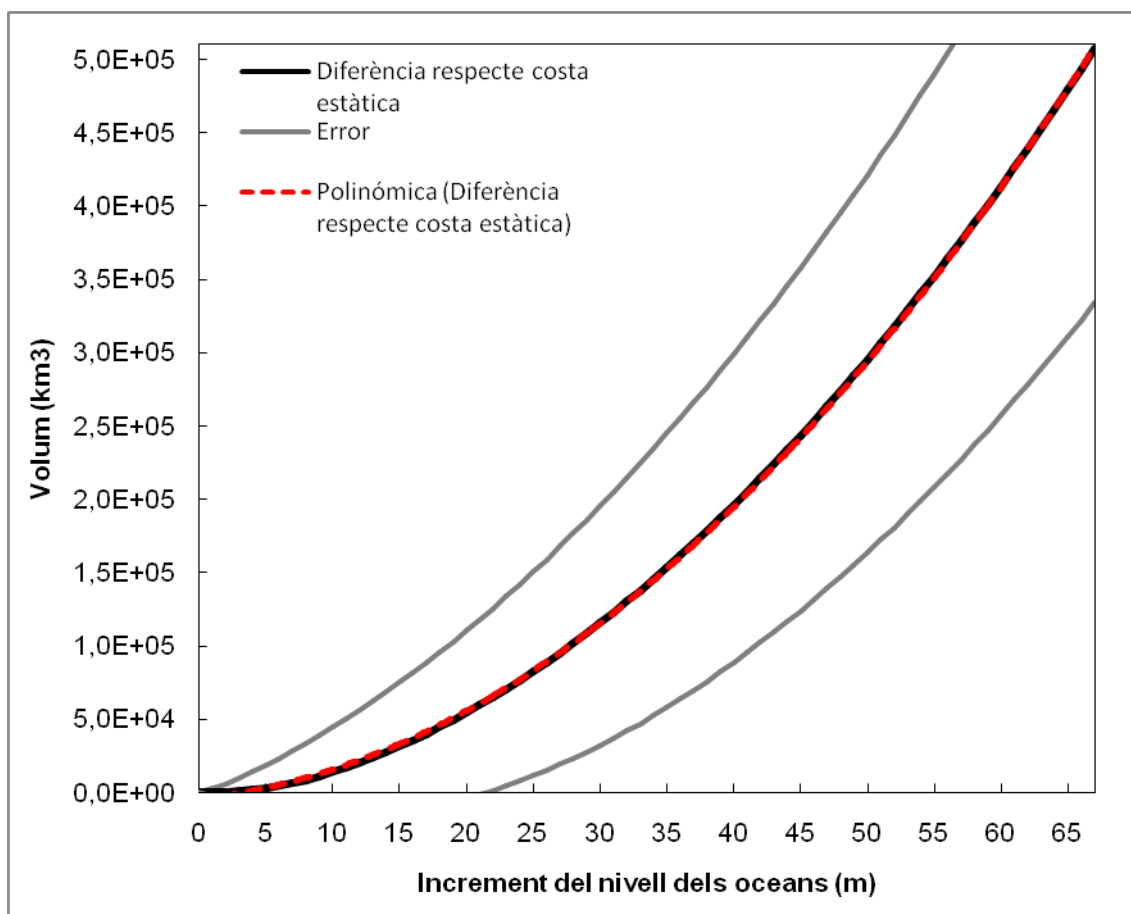


Figura 5. 2. Diferència entre les corbes altura-volum amb costa estàtica i dinàmica.

La gràfica anterior representa el volum d'aigua emmagatzemat per sobre de zones actualment emergides, sense considerar el volum que queda emmagatzemat sobre la superfície actual dels oceans. El valor màxim d'aquest volum està comprès entre l'interval:

$$\Delta V \in [493.380,74 ; 507.430,22] km^3$$

Aquest valor de volum emmagatzemat per sobre de les terres actualment emergides representa una fracció respecte al volum total de la criosfera de:

$$\Delta V \in [0,01997 \cdot V_{crio} ; 0,02038 \cdot V_{crio}]$$

Per tant, concloem que al voltant d'un 2% del volum d'aigua actualment emmagatzemat en forma de gel estaria emmagatzemat en zones actualment emergides.

Veiem com la diferència s'ajusta en gran mesura a una funció polinòmica d'ordre 2, de manera que es pot inferir que les diferències entre un càlcul amb costa dinàmica i un amb costa estàtica són molt petits per a valors petits d'elevació, mentre que a mesura que l'altura d'inundació s'incrementa, ho fa també el volum d'inundació, però de forma quadràtica. La fórmula de la funció quadràtica que millor s'aproxima a la funció altura-volum representada és:

$$V(h) = 99,03h^2 + 1033h - 4924$$

Coeficient de correlació: $R^2 = 0,999$

Per últim, cal recordar el tractament estàtic que s'ha donat a la línia de costa de l'Antàrtida, degut a la insuficiència de dades en format DEM de la litosfera d'aquest continent, en contra del tractament dinàmic que s'ha donat a la resta de la costa de la Terra.

5.3 ÀREA INUNDADA

Després de la determinació de l'altura màxima d'inundació que s'assoleix a partir dels volums de gel emmagatzemats a la Terra, estem en disposició d'estudiar l'evolució de l'àrea actualment continental que quedarà inundada a mesura que incrementem el nivell dels oceans, fins al límit de 67 metres.

A partir dels resultats obtinguts dels càlculs analítics de les zones polars, així com els numèrics extrets del càlcul mitjançant la rutina en FORTRAN, es pot representar la corba altura-àrea i la seva comparació amb el treball anterior de referència (Xingong, Rowley, Kostelnick, Braaten, Meisel, & Hulbutta, 2009).

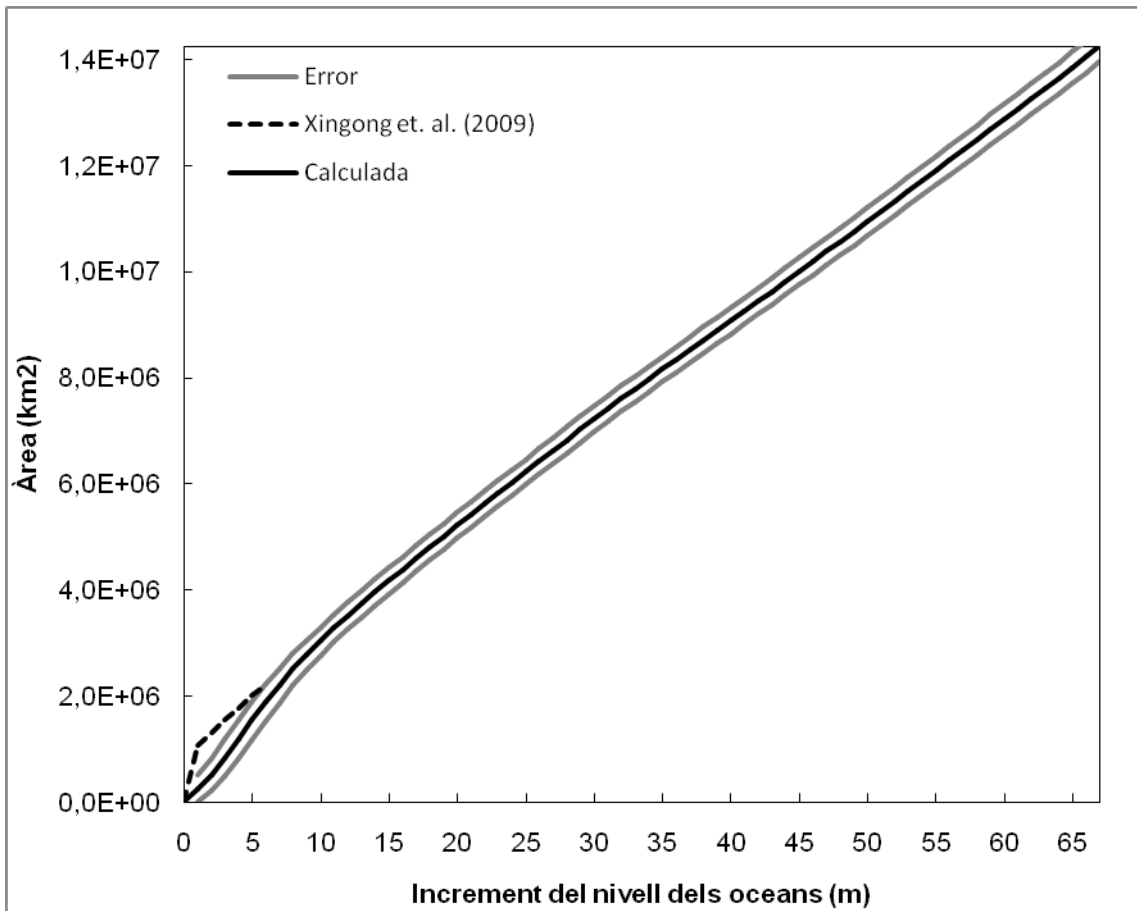


Figura 5. 3. Corbes altura-àrea.

El valor màxim d'àrea inundada oscil·la entre els valors següents:

$$\Delta A_{m\grave{a}x} \in [14.049.472,90; 14.245.146,63] \text{ km}^2$$

Podem apreciar una tendència eminentment lineal en l'evolució de la superfície inundada, fet que és congruent amb la tendència quadràtica de variació del volum, que no és res més que la integral de la corba aquí representada. Tot i així, es pot apreciar un comportament diferencial en els primers metres d'inundació, que apareix representat en detall a continuació:

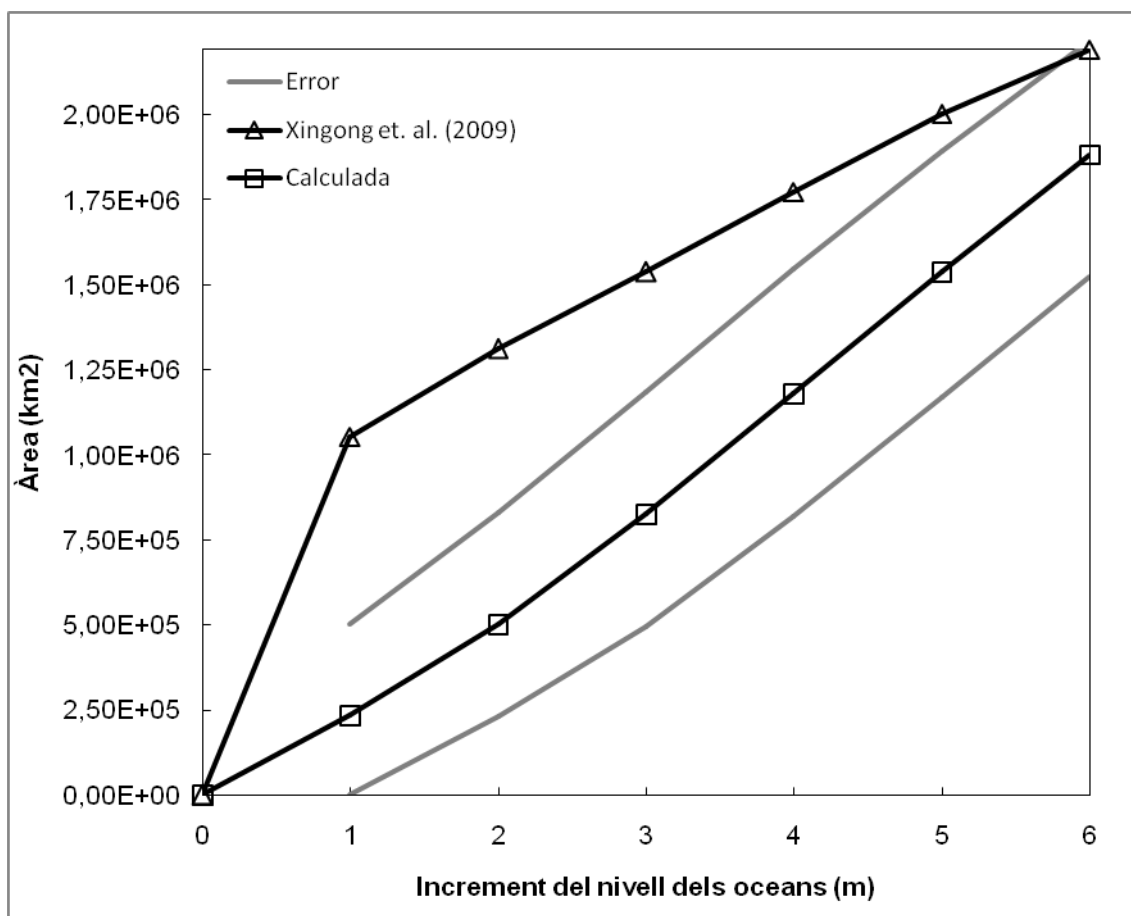


Figura 5. 4. Detall de la corba altura-àrea per als 6 primers metres d'elevació.

Podem veure que, tant Xingong et. al. com el present estudi presenten comportaments no lineals en els primers metres d'inundació. Tot i així, no es pot afirmar que els comportaments siguin similars.

Espot apreciar que Xingong et. al. presenten un increment molt acusat de l'àrea inundada en el primer metre d'altura, punt a partir del qual l'increment d'àrea per cada metre és pràcticament lineal.

El present treball, per contra, presenta una evolució pràcticament lineal en el primer metre, incrementant-se els pendents de la corba en els metres immediatament superiors.

La raó per la qual existeix aquesta important diferència entre els comportaments de les dues corbes rau en la correcció realitzada en els DEM's mitjançant l'estimació de la DOT en les zones terrestres potencialment inundables (veure epígraf 4.5.). Si observem detingudament la figura 4.3, podem apreciar que en la gran majoria de zones costaneres, la correcció realitzada agrega altura a les cel·les costaneres dels DEM's, per tal de compensar el comportament de la DOT, que sol ser negativa respecte a l'altura geoidal a la línia de costa, amb l'excepció de la costa occidental de Sudamèrica.

Aquesta correcció mitiga en gran mesura la influència de les zones deltaïques i d'estuaris en el primer metre d'inundació, a causa de la sobrelevació que es dona a aquestes zones. Com que la correcció de les altures geoidals mitjançant la interpolació de la DOT segueix una pauta lineal, les zones deltaïques adquireixen un cert pendent constant amb la distància a la línia de la costa, que propicia un increment de l'àrea inundada més uniforme que el calculat per Xingong et. al. Aquesta és l'explicació bàsica de les diferències il·lustrades.

5.4 CORBA HIPSOMÈTRICA

A partir de la corba altura-àrea que es mostra a la figura 5.3, l'obtenció de la corba hipsomètrica adimensional resulta immediata. Només cal prendre el màxims valors d'altura i àrea inundada per adimensionalitzar les mesures. La corba hipsomètrica resultant apareix representada a la següent figura:

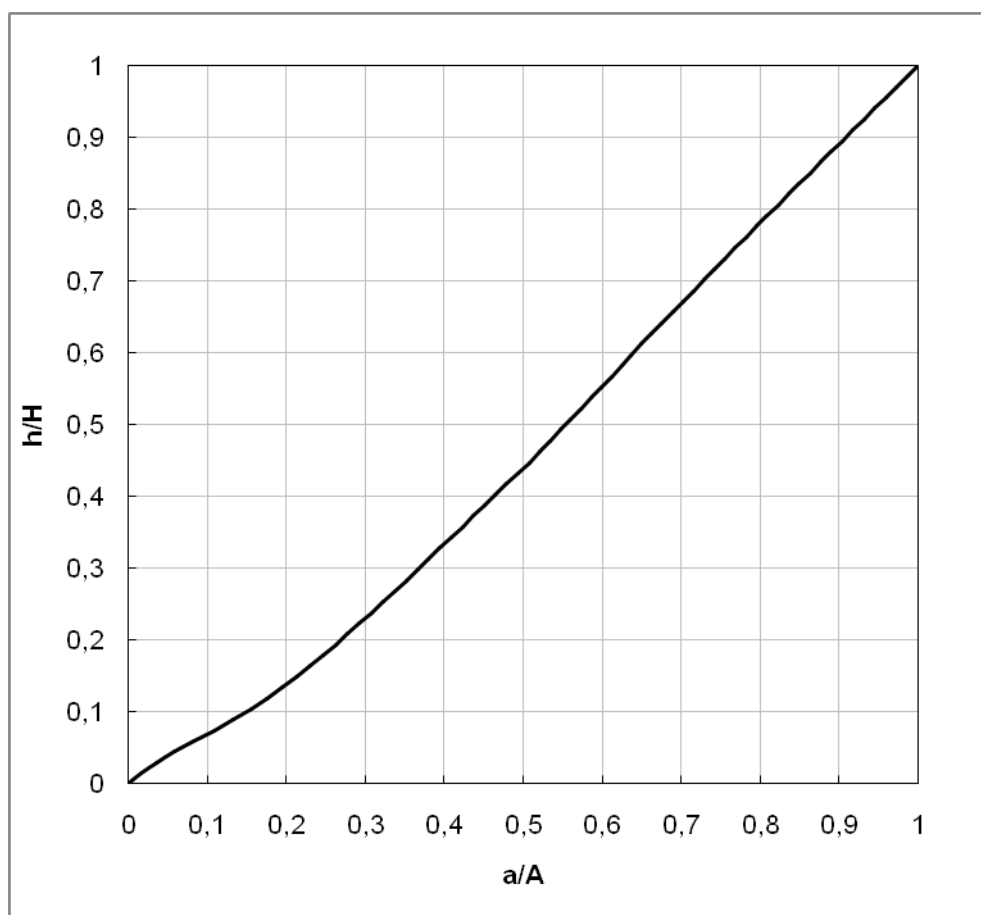


Figura 5. 5. Corba hipsomètrica de la Terra, fins a una altura de 67 metres.

Eminentment, la corba hipsomètrica aquí il·lustrada presenta les mateixes característiques que la corba de la figura 5.3. La seva adimensionalització, però, pot aportar una visió clara del comportament lineal de la mateixa a partir d'una certa altura d'inundació. És aquest el principal valor afegit d'aquesta corba.

5.5 ESTUDI DE LA POBLACIÓ POTENCIALMENT AFECTADA

L'estimació de les àrees potencialment inundables a causa d'un desglaç extrem té infinitat d'aplicacions, ja sigui a nivell físic com antròpic. En aquest segon nivell, la més obvia i a la vegada interessant és la possibilitat d'estimar la població potencialment afectada per un increment del nivell dels oceans.

Per dur a terme l'objectiu d'obtenir una corba que relacioni la població afectada per a cada nivell d'inundació caldrà disposar de les formes i extensions de les àrees d'inundació per a cada nivell, així com dades referents a la distribució espacial de la població mundial.

5.5.1 Dades utilitzades

Les dades espacials referents a la distribució de la població mundial s'han extret de la base de dades *Gridded Population of the World Version 3 (GPWv3)* (Socioeconomic Data and Applications Center, 2010). Aquestes dades, actualitzades a data de l'any 2000, presenten una resolució que no està en consonància amb els DEM utilitzats, però tot i així permeten donar una idea fidedigna de la distribució de la població mundial. El valor numèric de cada cel·la representa la població compresa dins d'aquesta.

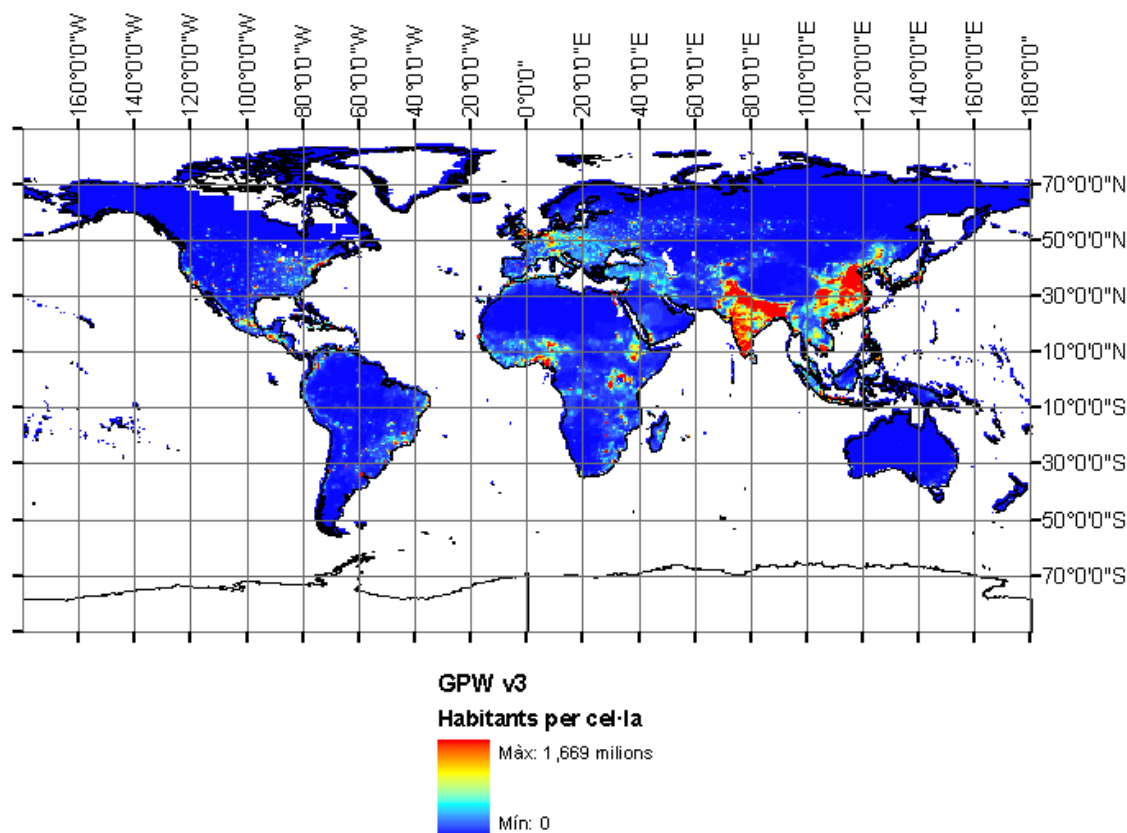


Figura 5. 6. Ràster de població GPW v3.

Cal remarcar que la major mida de les cel·les del model espacial de població GPWv3 comporten implícitament una sobrevaloració de la població estimada en cas d'inundació, ja que en cas que una cel·la del ràster de població quedi intersecada per una petita cel·la d'inundació, es computarà el valor total d'habitants dins d'una cel·la, encara que a efectes pràctics no tota la població quedi afectada per la taca d'inundació. Aquesta situació quedarà il·lustrada quan es comparin els resultats obtinguts amb aquells obtinguts per Xingong et. al. La taula següent resumeixen les característiques bàsiques del ràster GPWv3:

Taula 5. 1. Característiques del ràster de població GPWv3

Gridded Population of the World version 3	
Format	ASCII
Mida total	113,12 MB
Resolució cel·les	2'30" (4.63km a l'Equador)
Nombre cel·les	29.652.480
Població total	6.821.789.498 hab

5.5.2 Procés de càlcul

El procés de càlcul de la població afectada per a cada nivell d'inundació calculat, metre a metre, és conceptualment senzill però laboriós a efectes pràctics.

Inicialment, per tal d'equiparar les resolucions dels DEM's utilitzats amb el ràster GPWv3 i agilitzar el procés de càlcul, s'ha procedit a un resampleig de les cel·les dels 72 DEM usats (veure explicació a l'apartat 4.4.5). Amb aquesta operació s'aconsegueix un DEM global a baixa resolució.

Aquest DEM global ha de ser tractat amb l'objectiu d'extreure'n les taques d'inundació aproximades per a cada altura (interval d'un metre). El procés és senzill a partir d'un filtrat dels valors entre 0 i l'altura de càlcul, obtenint les 67 taques d'inundació desitjades.

Una vegada obtinguda cadascuna de les taques d'inundació, aquestes s'intersequen amb el ràster de població GPWv3. Les cel·les del ràster intersecades per cadascuna de les taques d'inundació proporcionen la informació necessària de la població afectada per a cada altura d'inundació.

El procés exposat pot ser dut a terme de forma senzilla mitjançant les eines incorporades al programari ArcMap 9.3, però el temps de computació és no menyspreable, necessitant-se un total de 5,5 hores per al conjunt del procés.

5.5.3 Resultats

Una vegada obtinguts els resultats del procés exposat anteriorment, només cal exportar-los a un format compatible amb Excel. A partir d'ells es pot construir una taula i una gràfica que relacioni la població afectada segons l'altura inundada.

Podem observar a la gràfica mostrada que l'increment de població afectada és molt acusat en els primers metres d'inundació, confirmant el que ja s'ha apuntat en el Capítol 1 respecte la distribució espacial de la població mundial.

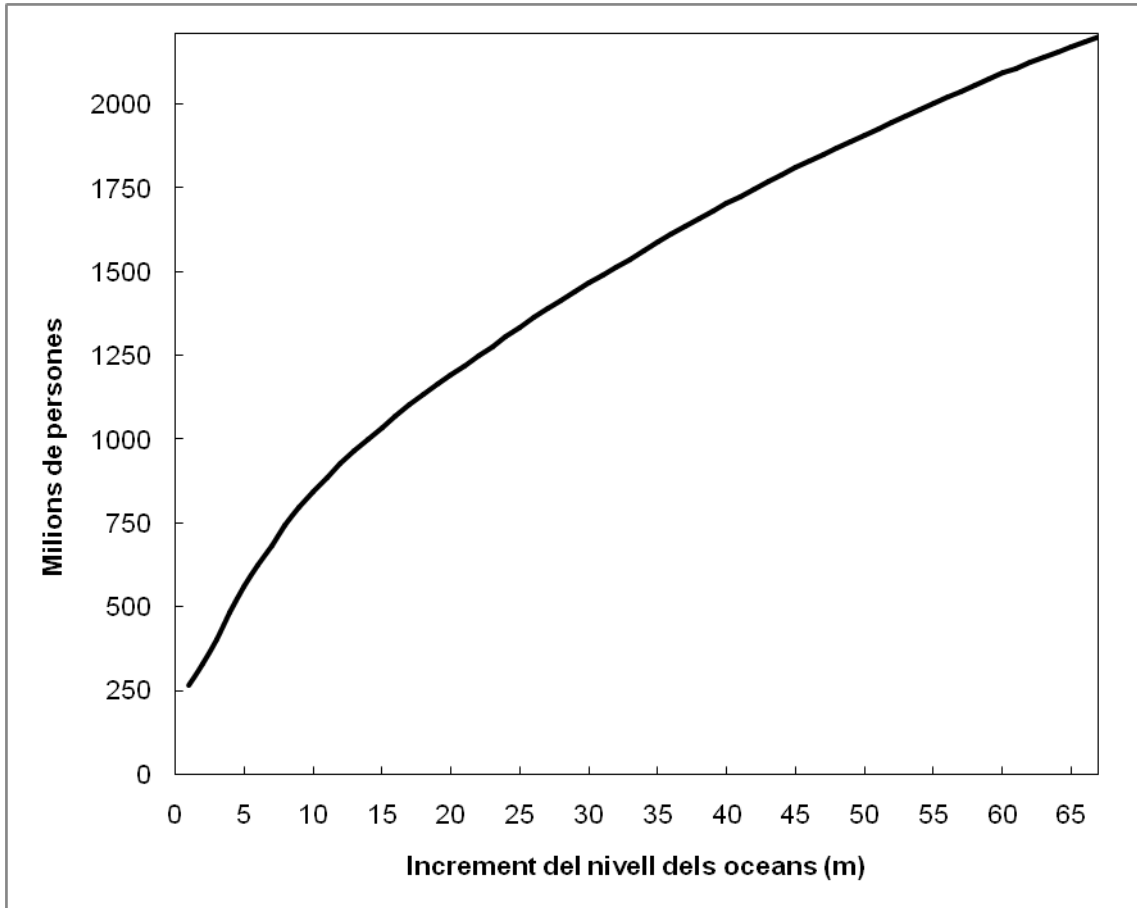


Figura 5. 7. Corba altura-habitants d'afectació a la població mundial.

La taula següent exposa un resum de la informació numèrica utilitzada per a la confecció de la gràfica anterior:

Taula 5. 2. Valors numèrics obtinguts de l'anàlisi d'afectació a la població.

Δh (m)	Població afectada	Δh (m)	Població afectada
1	266.837.892	40	1.703.282.581
5	559.091.472	45	1.810.579.800
10	842.716.308	50	1.907.778.585
15	1.035.681.587	55	2.003.239.724
20	1.192.557.410	60	2.093.314.358
25	1.334.486.914	65	2.172.199.908
30	1.466.457.842	67	2.202.465.910
35	1.588.019.455		

A l'hora de comparar els resultats obtinguts amb els presentats en treballs anteriors (Xingong, Rowley, Kostelnick, Braaten, Meisel, & Hulbutta, 2009), trobem diferències notòries pel que fa al valor absolut de la població afectada a cada altura, però no de tendència.

La raó principal que explica les diferències que es mostren a la figura és l'origen de les dades espacials i, sobretot, la resolució de les mateixes.

L'origen de les dades del treball de Xingong et. al. és el projecte *LandScan*, desenvolupat per l'*Oak Ridge National Laboratory Global Population Project* (Dobson et. al., 2000). Aquest projecte representa la població mundial en el mateix moment de la història, per tant, no podem inferir que les diferències de resultats siguin degudes a un decalatge temporal de les diferents bases de dades.

El detall que al nostre entendre més afecta en la diferència de resultats és la resolució del ràster *LandScan*, que és de 30". Aquest fet representa una precisió en la localització de la població 25 vegades superior a la utilitzada en el present treball. A més, la menor mida de les cel·les induïx a un error de sobrevaloració molt menor al comès en aquest treball, tal i com s'ha exposat anteriorment.

El conjunt d'aquestes diferències d'origen i resolució justifica les desviacions que s'aprecien a la figura adjunta. Entenem doncs, que al present treball s'ha comès una sobrevaloració excessiva dels volums de població afectats derivada d'una mida de cel·la massa gran, o anàlogament, una resolució del ràster de població massa petita.

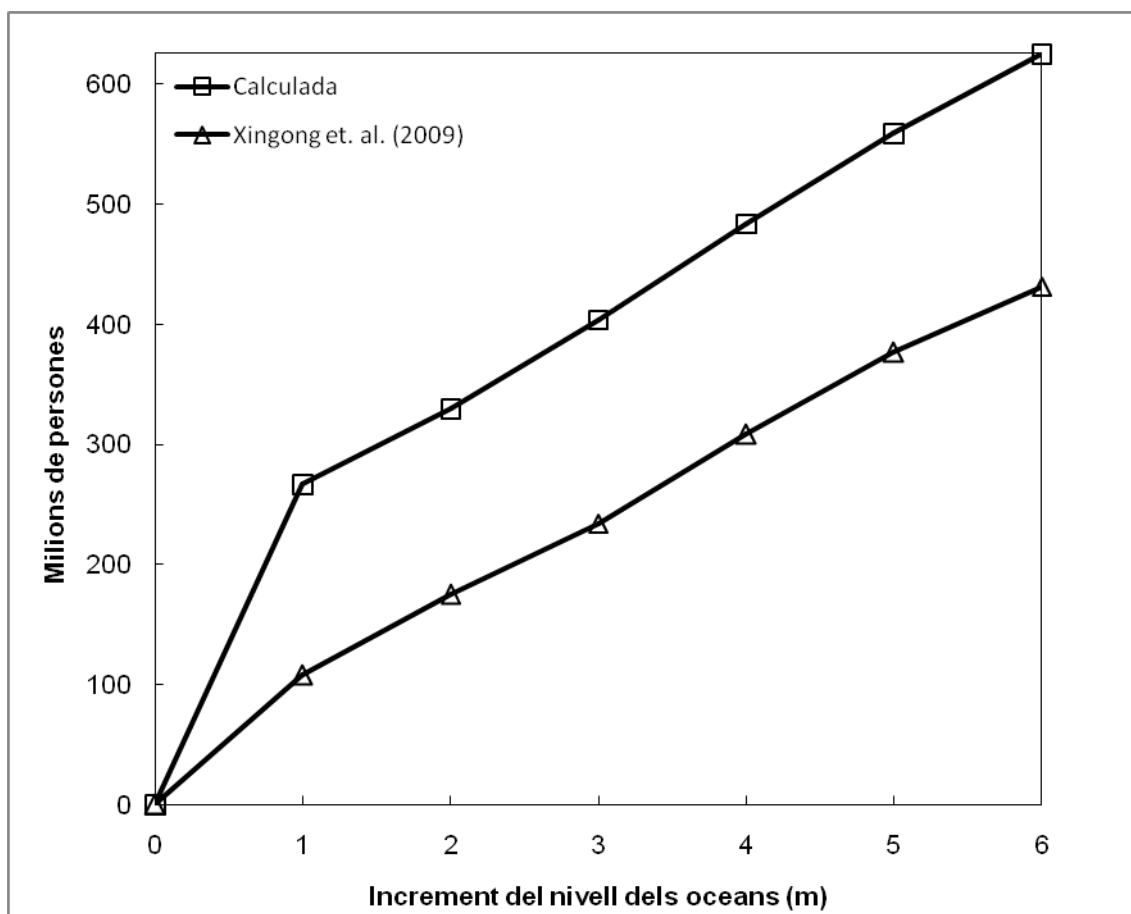


Figura 5. 8. Comparació dels resultats d'afectació a la població amb el treball de referència.

Obtenció d'una corba altura-densitat global de població.

Anant una mica més lluny en l'anàlisi dels resultats i les seves possibles aplicacions, cal notar que es disposa dels resultats de la població afectada en funció del nivell d'elevació dels oceans, i, a la vegada, d'una corba que relaciona l'àrea inundada amb aquest increment d'elevació.

A partir d'aquests dos resultats, es pot realitzar un creuament dels mateixos per tal d'obtenir una corba que relacioni la població afectada en funció de l'àrea inundada. Aquesta informació pot semblar poc rellevant a primera vista, però resulta essencial de cara a obtenir un resultat molt més sucós des del punt de vista de la distribució espacial de la població: la corba altura-densitat.

La corba altura-densitat permet apreciar la distribució de la població en relació a l'altura al nivell actual dels oceans, fent palesa l'aglomeració d'un elevat nombre d'habitants a les zones més costaneres arreu del planeta.

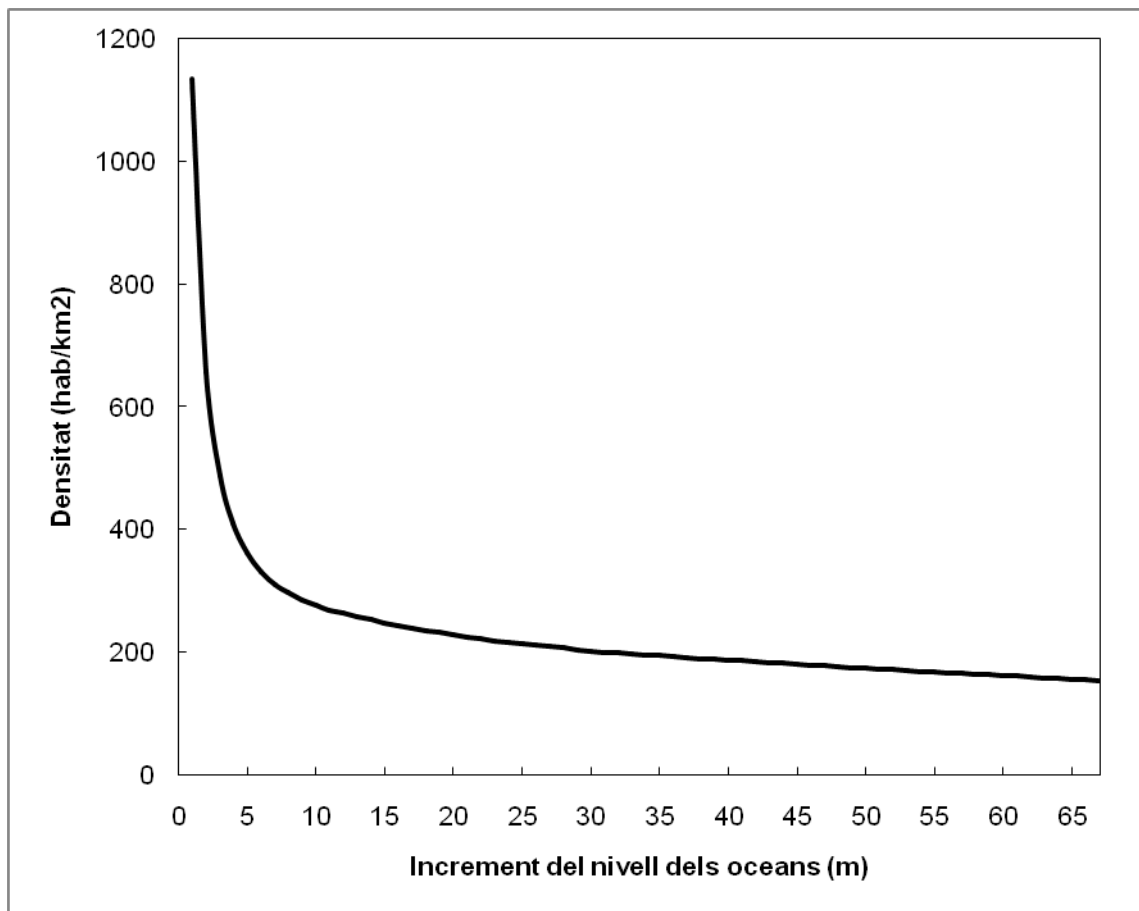


Figura 5. 9. Corba altura-densitat de població

La corba representada presenta un comportament de tipus potencial, de la forma:

$$\rho(h) = a \cdot h^b$$

Concretament, la funció que millor s'ajusta als resultats representats a la gràfica és:

$$\rho(h) = 723,8 \cdot h^{-0,37}$$

CAPÍTOL 6: CONCLUSIONS

El present capítol recopilarà les principals conclusions a les quals s'arriba una vegada analitzats els resultats obtinguts derivats dels càlculs. Aquestes conclusions fan referència tant a l'objectiu principal com als secundaris derivats d'aquest fixats en el Capítol 1 d'aquest document.

6.1 CONCLUSIONS PRINCIPALS

L'anàlisi dels resultats obtinguts a partir del càlcul global d'inundabilitat realitzat porta a l'establiment d'un seguit de conclusions principals. A continuació s'enumera cadascuna d'aquestes conclusions.

- El nivell màxim potencial dels oceans degut a un fenomen de desglaç extrem de la criosfera està comprès entre els 66 i 67 metres per sobre del nivell actual. La diferència que aporta la consideració d'una línia de costa dinàmica i de la topografia terrestre és d'aproximadament un metre respecte les consideracions anteriors amb costa estàtica, que giren entorn als 68 metres (veure epígraf 2.2).

- La consideració d'una línia de costa dinàmica amb l'increment del nivell dels oceans i del relleu terrestre implica que una part del volum provinent del desglaç s'emmagatzema en zones actualment emergides. La fracció de volum de l'actual criosfera emmagatzemat en terres emergides és aproximadament del 2% del total.
- La funció que representa la diferència entre una consideració estàtica i dinàmica s'ajusta amb molta exactitud a una funció polinòmica de grau 2 (veure figura 5.2).
- L'àrea total potencialment inundable degut a un desglaç total de la criosfera terrestre té un valor màxim de 14,245 milions de km². Aquesta àrea representa, a mode orientatiu unes 28 vegades la superfície de l'Estat espanyol (veure figura 5.3).
- L'alta resolució dels DEM's utilitzats, o anàlogament, la petita mida de les cel·les d'aquests DEM's, proporciona una informació molt detallada de les àrees potencialment inundables a cada altura considerada, però no aporta un refinament significatiu en la qualitat. Convé reflexionar sobre la relació entre temps de computació i la qualitat dels resultats obtinguts, per tal d'establir una mida de cel·la o resolució dels DEM's raonable que no comprometi la versemblança dels resultats quant a volum d'inundació estimat. En qualsevol cas, es pot establir que la mida de cel·la utilitzada és massa petita per a un ús còmode en PC's convencionals-
- La comparació amb els treball de Xingong et. al. posa de manifest la diferència en l'àrea potencialment inundable avaluada per aquell treball i el que ens ocupa. Aquestes diferències són degudes principalment a la introducció de l'estimació de la topografia oceànica dinàmica en els models digitals d'elevació. En qualsevol cas, la tendència general és anàloga en ambdós estudis (veure figura 5.4).
- L'estimació dels errors comesos en el procés de càlcul és important de cara a establir un interval de confiança raonable que doni validesa als valors presentats. L'error relatiu total comès en els càlculs d'àrea i volum no supera en cap cas el 2,1% en àrea i el 0,67% en volum.

6.2 CONCLUSIONS DELS OBJECTIUS SECUNDARIS

1. Respecte a la recopilació de dades espacials disponibles en relació a la topografia terrestre, es pot concloure que el volum d'aquestes és molt gran i de difícil tractament integral quan es treballa a resolucions altes. La utilitat dels DEM's a alta resolució (90x90m o menor) és notòria per a treballs localitzats, però la seva utilització a nivell global entorpeix en gran mesura l'agilitat de càlculs sense aportar un valor afegit important quant a qualitat de la solució

obtinguda en els càlculs d'inundació. En qualsevol cas, el pretractament realitzat als DEM's en el present treball té un valor important com a base de futurs treballs d'investigació que es vulgui dur a terme amb mitjans informàtics estàndard.

2. Respecte a la recopilació i tractament de dades espacials que fan referència a l'ondulació del geoide i la MSS, es constata la gran qualitat dels models ràster disponibles des dels llocs web dels diversos organismes oficials competents. Tot i així, es fa palesa la dificultat que representa per a un usuari mig la consulta d'aquestes dades, degut al complex procés d'extracció de dades i pretractament al que han de ser sotmesos els models per a la seva visualització mitjançant ArcMap o d'altres eines informàtiques SIG.
3. Quant a la introducció de la diferència entre el geoide i el nivell mig dels oceans (MSS), podem concloure que aquest procés comporta una major adequació a les condicions reals dels oceans, respecte la topografia terrestre. Considerar la MSS enlloc de la ondulació del geoide per a la definició de la superfície actual dels oceans comporta canvis no menyspreables en l'àrea que es veu afectada en els primers metres de sobreelevació dels oceans.
4. Respecte a l'estratègia d'estimació de la topografia oceànica dinàmica en les zones actualment emergides, es pot concloure que l'aproximació realitzada mitjançant l'algoritme del quadrat de la distància inversa ponderada (*IDW*) proporciona resultats versemblants a les zones properes a la línia de costa. A mesura que la distància s'incrementa, però, els resultats perden fiabilitat. En qualsevol cas, aquesta aproximació es pot considerar acceptable, ja que es pot assumir que en la majoria de la superfície de la Terra, la inundació per desglaç extrem afecta només a les zones més properes a la costa. Obtenir una estimació de la DOT en zona terrestre més fidedigna que la presentada en aquest treball comportaria un temps de càlcul major a mesura que es consideressin més punts en l'algoritme d'interpolació, millorant poc la solució, que és de caràcter totalment convencional i mai basada en la consideració de fenòmens físics que modifiquin la DOT.

6.3 CONCLUSIONS DE L'AFECTACIÓ A LA POBLACIÓ MUNDIAL

L'estudi realitzat sobre la població mundial a partir dels resultats d'inundació obtinguts porta a l'establiment d'algunes conclusions importants:

- Bona part de la població mundial s'aglomera a les zones costaneres del planeta. El ritme de creixement de l'afecció a la població és molt alt en els primers metres d'inundació, reduint-se aquest a mesura que el nivell de sobreelevació es fa més alt.
- Les estimacions de la població afectada en funció de l'altura d'inundació del present treball són superiors a les il·lustrades per Xingong et. al. La

raó principal d'aquesta sobrevaloració respecte treballs anteriors és, amb tota probabilitat, l'ús de malles de població amb una resolució més grollera, fet que té associat una sobrevaloració de les cel·les afectades per les taques d'inundació, degut als algorismes incorporats al programari ArcMap.

- Els resultats respecte la densitat de la població mundial en funció de l'altura respecte el nivell actual dels oceans, exhibeixen una tendència que il·lustra l'aglomeració de grans quantitats de població a les zones més costaneres. Aquesta aglomeració decau de forma molt pronunciada en els primers metres d'altura, estabilitzant-se fins a un descens lineal a partir dels 15 metres aproximadament. Cal tenir en compte que la sobrevaloració de la població apuntada influeix de forma decisiva en la gràfica altura-densitat, sobrevalorant també els valors obtinguts (veure figura 5.9).

6.4 FUTURS TREBALLS

Tot i que l'abast i temps dedicat al desenvolupament d'aquesta tesina és, probablement, més extens del que s'havia plantejat en un primer moment, el caràcter multidisciplinari de tot allò relacionat amb el Canvi Climàtic ha propiciat, durant el desenvolupament dels treballs, l'aparició de nombroses idees i conceptes sobre els quals investigar entorn a l'increment del nivell dels oceans causat pel desglaç global. Aquestes idees i possibles millores dels resultats aquí presentats queden plasmades en la següent llista de futurs treballs a desenvolupar:

- Desenvolupament d'un algoritme eficient de càlcul en FORTRAN (o un altre llenguatge de programació) capaç de detectar la connectivitat de les cel·les, evitant la inundació d'àrees que, per raons orogràfiques, no quedarien inundades tot i que la cota de les cel·les sigui inferior a la cota d'inundació (veure figura 3.4). En un primer intent, aquest treball va intentar implementar un algoritme "intel·ligent". L'elevat cost computacional i la incapacitat dels PC's convencionals per a treballar amb aquest algoritme van fer desestimar la idea d'ús d'aquest algoritme.
- Introducció d'alguns dels factors influents en el nivell global dels oceans, com ara models de rebot postglacial, per tal de refinar les prediccions respecte la màxima cota d'elevació assolida deguda a un desglaç global.
- Refinament major de la resolució dels DEM's utilitzats. El projecte ASTER GDEM proporciona informació topogràfica de la totalitat de la superfície de la Terra a una resolució de 1"x1". La utilització d'aquests DEM's implicaria una millora 9 vegades superior a la resolució utilitzada en aquest treball ,però també un cost computacional molt major.

- Incorporació de models digitals d'elevació del continent antàrtic, per tal de millorar encara més els resultats obtinguts. La simplificació incorporada d'aquest continent en el present treball, mitiga en certa mesura l'efecte que l'emmagatzematge en zones actualment emergides representa sobre el càlcul de la cota màxima d'inundació.
- Estudi hidrològic d'algun dels rius més importants del planeta. L'increment del nivell dels oceans sol comportar la inundació d'àmplies zones deltaïques. Aquesta situació provoca que les aigües marines d'endinsin centenars de quilòmetres terra endins, modificant notablement la longitud total d'alguns rius. Aquesta modificació de la longitud comporta un canvi també en els pendents mitjos, de manera que es modifica el règim general dels rius pel que fa a l'equilibri erosió-sedimentació (veure annex 3). Es tracta d'una vessant molt interessant i de gran abast.
- Realització d'un projecte basat en la implantació de mesures mitigadores de l'increment del nivell dels oceans per a la urbanització i població mundial, des del punt de vista de l'enginyeria civil.
- Millora dels resultats referents a l'estudi de la població afectada, mitjançant l'ús de ràsters de població més detallats que els utilitzats en el present treball.
- Primera aproximació als hipotètics costos econòmics en funció de l'increment del nivell dels oceans. En primera aproximació es pot introduir informació espacial sobre el PIB per càpita, i en base a la població potencialment afectada i la seva situació en el planeta, es pot crear una gràfica que il·lustri els costos econòmics a partir de la població afectada. També es pot avaluar quins països o continents pateixen més afeccions poblacionals i econòmiques, per tal d'extreure'n conclusions de caire socioeconòmic.

CAPÍTOL 7: BIBLIOGRAFIA

Aber, J. S. (2008). *Glacial Isostasy and Eustasy*. Recollit de ES 331/767 Lecture 9: <http://academic.emporia.edu/aberjame/ice/lec09/lec9.htm>

Andersen, O. B., & Knudsen, P. (2008). The DNSC08MSS global Mean Sea Surface. *EGU Meeting* .

Bell, R. E. (2008). Dinámica de los casquetes glaciales. *Investigación y Ciencia* (379), 42-49.

Bindoff, N., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., et al. (2007). Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. A S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, et al., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 387-432). Londres; Nova York: Cambridge University Press.

Bohlander, J., & Scambos, T. (2007). Antarctic coastlines and grounding line derived from MODIS Mosaic of Antarctica (MOA). Boulder, Colorado, EUA.

Bosch, W., & Teixeira, R. (2009). Absolute Dynamic Ocean Topography along the Brazilian Coast - Estimation, Validation and Application. *3rd Coastal Altimetry Workshop* .

Central Intelligence Agency. (2009). *The World Factbook 2009*. Recollit de <https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/index.html>

CGIAR - Consortium for Spatial Information. (2008). *SRTM 90m Digital Elevation Database V4.1*. Recollit de <http://www.cgiar-csi.org/data/elevation/item/45-srtm-90m-digital-elevation-database-v41>

CGIAR - Consortium for Spatial Information. (2004). *SRTM Data Processing Methodology*. Recollit de <http://srtm.csi.cgiar.org/SRTMdataProcessingMethodology.asp>

Durland, N. H. (22-27 / Març / 2009). Defining Mean Sea Level in Military Simulations with DTED. *Proceedings of the 2009 Spring Simulation Multiconference*.

Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC). (2009). *ASTER GDEM*. Recollit de <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>

ESRI. (2011). *ArcGIS Resource Center*. Recollit de ArcGIS Desktop 9.3: <http://resources.arcgis.com/es/node/855>

Fine, R. A., & Millero, F. J. (1973). Compressibility of water as a function of temperature and pressure. *The Journal of Chemical Physics*, 59 (10), 5529-5536.

Huybrechts, P., Steinhage, D., Wilheims, F., & Bamber, J. (2000). Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling. *Annals of Glaciology* (30), 52-60.

Jet Propulsion Laboratory - California institute of Technology. (17 / Juny / 2009). *Shuttle Radar Topography Mission - The Mission To Map the World*. Recollit de <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

Jet Propulsion Laboratory. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45.

Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., et al. (2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. A S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, et al., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 337-383). Londres; Nova York: Cambridge University Press.

Lemoine, F., & Pavlis, N. (18 / Novembre / 2004). *EGM96 - The NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model*. Recollit de <http://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>

Liu, H., Jezek, K., Li, B., & Zhao, Z. (2001). *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*. (U. o. Boulder, Editor, & National Snow and Ice Data Center) Recollit de <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>

Lythe, M. B., Vaughan, D. G., & BEDMAP, C. (2001). BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B6), 11335-11351.

Meehl, G., Stocker, T., Collins, W., Friedlingstein, P., Gaye, A., Gregory, J., et al. (2007). Global Climate Projections. A S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, et al., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 747-845). Londres; Nova York: Cambridge University Press.

METI/ERSDAC; NASA/LPDAAC; USGS/EROS. (2009). *ASTER Global DEM Validation*. Summary Report.

Nahavandchi, H., & Sjöberg, L. E. (1998). Unification of vertical datums by GPS and gravimetric geoid model using modified stokes formula. *Marine Geodesy*, 4 (21), 261-273.

National Geospatial-Intelligence Agency. (3 / Abril / 2008). *NGA/NASA EGM96, N=M=360 Earth Gravitational Model*. Recollit de <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm96/egm96.html>

National Imagery and Mapping Agency. (2000). *Department of Defense World Geodetic System 1984 - Its Definition and Relationships with Local Geodetic Systems* (3 ed.).

National Snow and Ice Data Center. (sense data). *All about sea ice*. Recollit de Characteristics: Salinity and Brine: http://nsidc.org/seaice/characteristics/brine_salinity.html

Neacsu, M. (Octubre / 2008). What is the difference between WGS84 and NAD83? *Sounding Better! - Hypack News*.

Nellemann, C., Hain, S., & Alder, J. (2008). *In Dead Water - Merging of climate change with pollution, over-harvest and infestations in the world's fishing grounds*. Rapid Response Assessment, United Nations, United Nations Environment Programme.

od[force].net. (7 / Juliol / 2009). *Reflectance Functions*. Recollit de <http://odforce.net/wiki/index.php/ReflectanceFunctions>

Parker, G., Akamatsu, Y., Muto, T., & Dietrich, W. (2004). Modelling de effect of rising sea level on river deltas and long profiles of rivers. *Proceedings, International Conference on Civil and Environmental Engineering (ICCEE-2004)*. Hiroshima.

Pavlis, N. (20 / Setembre / 2010). *Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)*. (NGA Office of GEOINT Sciences) Recollit de <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/>

Racca, J. M. (2007). Análisis hipsométrico, frecuencia altimétrica y pendientes medias a partir de modelos digitales del terreno. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* (77), 31-38.

Sánchez, L., & Martínez, W. (1997). *Guía Metodológica para la obtención de alturas sobre el nivel medio del mar utilizando el sistema GPS*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

Scheingraber, C. (2009). *Introduction to the Geoid*. Munich: Ludwig-Maximilians-Universität München.

Smith, D. A. (1998). There is no such thing as "The" EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model. *IGeS Bulletin* (8), 17-28.

Socioeconomic Data and Applications Center. (2010). *Gridded Population of the World and the Global Rural-Urban Mapping Project*. (C. University, Editor) Recollit de <http://sedac.ciesin.columbia.edu/gpw/global.jsp>

Strahler, A. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), 1117-1142.

Tapley, B., Chambers, D., Bettadpur, S., & Ries, J. (2003). Large scale ocean circulation from the GRACE GGM01 Geoid. *Geophysical Research Letters*, 30 (22).

The National Snow and Ice Data Center. (2007). *NSIDC's Glossary*. Recollit de <http://nsidc.org/cgi-bin/words/glossary.pl>

United Nations Environment Programme. (2006). *GEO Data Portal*. Recollit de <http://geodata.grid.unep.ch/>

United Nations. (2010). *World Population Prospects, the 2008 Revision*. Recollit de http://esa.un.org/unpd/wpp2008/all-wpp-indicators_components.htm

Wigley, T., & Raper, S. (1987). Thermal expansion of sea water associated with global warming. *Nature* (330), 127-131.

Wolfram Research, Inc. (2010). *Wolfram Mathworld - Ellipsoid*. Recollit de <http://mathworld.wolfram.com/Ellipsoid.html>

Xingong, L., Rowley, R. J., Kostelnick, J. C., Braaten, D., Meisel, J., & Hulbutta, K. (2009). GIS Analysis of Global Impacts from Sea Level Rise. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 75 (7), 807-818.

ANNEX 1: CODI PROGRAMA FORTRAN

DESCRIPCIÓ DEL CODI

El codi necessari per a la compilació d'una aplicació autònoma executable, capaç de llegir els DEM's de la topografia global de la Terra i calcular-ne l'àrea i volum d'inundació per a una altura donada consta de quatre arxius que es descriuen a continuació.

- Mòdul de dades globals, definició dels paràmetres i estructura de l'aplicació (FloodingGlobals.f90).
- Subrutina de lectura de les dades de simulació a partir d'un fitxer de text extern (LecDat.f90).
- Subrutina de lectura de les dades del fitxer de topografia en format ASCII (LecTopo.f90).
- Rutina de càlcul (Main.f90).

A continuació es presenta el codi de cadascun dels fitxers descrits, a més del fitxer d'entrada de dades de simulació.

FloodingGlobals.f90

```

!*****
! Global data, parameters, and structures
!*****

module FloodingGlobals
!
!   implicit double precision (a-h,o-z)
!
!   Parameters of auxiliar data
!   parameter (indexDzDx = 1) !           #   aux(i,j,1) = dz/dx   (Value
of Ix)
!
!   Global data
!
!   Enteros
!       INTEGER :: meqn                !Numero   de   ecuaciones   del
problema
!       INTEGER :: nH                  !Número de puntos de la curva
!       INTEGER :: mx                  !numero nodos X
!       INTEGER :: my                  !numero nodos Y
!       INTEGER :: myTot               !numero nodos Y malla total
!       INTEGER :: nodata              !Nodata value
!       INTEGER :: nBand               !Number of bands
!       INTEGER :: iBand              !Index of band
!       INTEGER :: yMin
!
!   Booleanas
!       LOGICAL :: Stopping
!
!   Reales
!       REAL*8  :: hIni                !Calado   mínimo   para   la   curva
hipsométrica
!       REAL*8  :: hMax                !Calado   máximo   para   la   curva
hipsométrica
!       REAL*8  :: dh                  !Cada cuanto hacemos un cálculo
!       REAL*8  :: xcorner             !Coordenada X esquina inferior izq.
!       REAL*8  :: ycorner             !Coordenada Y esquina inferior izq.
!       REAL*8  :: dx                  !Delta X
!       REAL*8  :: dy                  !Delta Y
!       REAL*8  :: zini                !Cota inicial
!
!   Arrays
!
!   Enteros
!       INTEGER, DIMENSION(:,:), ALLOCATABLE :: CoordCC          !Coordenadas
de los nodos que son tipo 4 (CC)
!
!   Reales
!       REAL*8, DIMENSION(:,:), ALLOCATABLE :: topo
!Malla de topografia

```

```
REAL*8,          DIMENSION(:,:),    ALLOCATABLE  ::auxiliarMojado
!Malla auxiliar para output de mojado
REAL*8,          DIMENSION(:),ALLOCATABLE  ::Area
!Vector de areas
REAL*8,          DIMENSION(:),ALLOCATABLE  ::Volumen
!Vector de volumenes
!
! Booleanas
LOGICAL,         DIMENSION(:,:),    ALLOCATABLE  :: control
!Malla de control de borde y sumideros (BOOLEAN)
!
! Texto
CHARACTER*128 fname
!
end module FloodingGlobals
```

LecDat.f90

```

!Subrutina que lee los datos de un fichero de texto con
!los datos de simulación.

!=====
subroutine LecDat()
!=====
!
!   Variables GITS-FLOODING
!   use FloodingGlobals
!
!   implicit double precision (a-h,o-z)

!
!   Abrimos ficheros de entrada de datos
!   open(100,file='input.dat',status='old',form='formatted')
!
!   Entrada de parametros de input.dat:
!   write(6,("Reading configuration file..."))
!
!   read(100,*) hIni           !Calado mínimo para la curva
hipsométrica
!   read(100,*) hMax          !Calado máximo para la curva
hipsométrica
!   read(100,*) nH            !Número de puntos de la curva
!   read(100,*) nBand         !Number of bands

!
!   Cerramos el fichero de datos
!   close(100)

!
!   Dimensionamos
!   ALLOCATE(Area(0:nH))      !Vector areas
!   ALLOCATE(Volumen(0:nH+1)) !Vector volúmenes

!
!
!   Height increments between computing solution:
!   dh = (hMax - hIni) / dfloat(nH)
!
end subroutine

```

Entrada de dades

```

0      !hIni
75     !hMax
75     !nH
20     !nBand

```

LecTopo.f90

```

!Subrutina que lee los datos de un fichero de texto con
!los datos de la topografía

!=====
subroutine LecTopo()
!=====

!   Variables FLATModel
!   use FloodingGlobals
!
!   Variables explicitas
!   character dummy*14
!
!   Lectura de la topografía:
!   write(6,('Reading topo file...'))
!
!   Fichero de topografía
!   open(100,file='topo.dat',status='old')
!
!   Entrada de la topografía topo.dat
!   read(100,*) dummy,mx !numero nodos X
!   read(100,*) dummy,my !numero nodos Y
!   read(100,*) dummy,xcorner !Coordenada X esquina superior izq.
!   read(100,*) dummy,ycorner !Coordenada X esquina superior izq.
!   read(100,*) dummy,dx !Delta X
!   dy = dx
!   read(100,*) dummy,nodata
!
!   Y Minima
!   yMin = -1
!
!   Dimensionamos las matrices
!   if(iBand .LT. (nBand-1)) then
!
!       Correccion por indice
!       myBand = INT(DBLE(my)/DBLE(nBand))
!
!
!       ALLOCATE(topo(mx,myBand)) !Malla de topografía
!       ALLOCATE(auxiliarMojado(mx,myBand)) !Malla auxiliar para
output de mojado
!       ALLOCATE(control(mx,myBand)) !Malla de control de
NODATA
!
!       Inicializamos
!       control = .TRUE.
!
!
!       Leemos la malla de terreno
!       jaux = 1
!       do j = 1, my
!           if((j .GT. (myBand*iBand)) .AND. (j .LE.
(myBand*(iBand+1)))) then
!               if(yMin .EQ. -1) yMin = j - 1
!               read(100,*) (topo(i,jaux), i =1, mx)

```

```

        write(*,*) j, jaux
        jaux = jaux + 1
    else
        read(100,*) dummy
    endif
end do

!
!
else
!
!   Correccion por indice
myBand = INT(DBLE(my)/DBLE(nBand)) + MOD(my,nBand)
!
!
        ALLOCATE(topo(mx,myBand))           !Malla de topografia
        ALLOCATE(auxiliarMojado(mx,myBand)) !Malla auxiliar para
output de mojado
        ALLOCATE(control(mx,myBand))       !Malla de control de
NODATA
!
!   Inicializamos
control      = .TRUE.
!
!
!   Leemos la malla de terreno
jaux = 1
do j = 1, my
    if(j .GT. (my - myBand)) then
        if(yMin .EQ. -1) yMin = j - 1
        read(100,*) (topo(i,jaux), i =1, mx)
        write(*,*) j, jaux
        jaux = jaux + 1
    else
        read(100,*) dummy
    endif
end do
!
!
endif
!
!
!   Cerramos el fichero
close(100)
!
!
!   Controlamos de NODATA
do i =1, mx
    do j = 1, myBand
        if (topo(i,j) .EQ. Real(nodata)) then
            control(i,j) = .FALSE.
        endif
    enddo
enddo
!
!   Contorno nulo
!   control(1,:) = .FALSE.
!   control(mx,:) = .FALSE.
!   control(:,1) = .FALSE.

```

```
!     control(:,myBand) = .FALSE.
!  
!     Actualizamos my
!     myTot = my
!     my = myBand  
  
!  
!     Calculamos la cota del punto inicial
!     zini = 0.d0  
!  
!  
end subroutine
```

Main.f90

```

!   GITS-FLOODING.f90
!
!   FUNCTIONS:
!       GITS-FLOODING      - Entry point of console application.
!
!
!       Leemos la topografia
!       Leemos el fichero de datos
!       Algoritmo recursivo de inundación
!       Salida de resultados
!
!       La matriz inundado(:,:) es el resultado (tipo BOOLEAN)
!       La matriz topo(:,:) es la topografia (tipo DOUBLE)
!       La matriz control(:,:) detecta el borde y NODATA (tipo BOOLEAN)
!
!*****
!
!   PROGRAM: GITS-FLOODING
!
!   PURPOSE:  Compute hipsometric curves.
!*****

program GITS_FLOODING
!
!   Variables GITS-FLOODING
!   use FloodingGlobals
!
!       Las variables reales son de doble precisión e implícitas
!   implicit double precision (a-h,o-z)
!
!   Cabecera
!   write(6,('*****'))
!   write(6,('   Flooding areas computation using topography   '))
!   write(6,('*****',/))
!
!   Leemos el fichero de datos
!   call LecDat()
!
!   Si es necesario borramos el fichero donde se guardan los volúmenes
!   open(UNIT=100,FILE='Volume.txt',STATUS='REPLACE')
!   write(100,*) '       h(cm)      z(m)      Area (km2)      Volumen (km3)'
!   close(100)
!
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
!       Bucle por bandas
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
!
!       Inicializamos
!       Area   = 0.d0
!       Volumen = 0.d0
!
!
!       Bucle

```



```

do iBand = 0, (nBand-1)
!
!
!       Leemos la topografía
!       call LecTopo()
!
!
!
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
!       Bucle principal
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
!
!       Salida de malla de resultados
!       j           = 0
!
!       do i = 0, nH
!
!           Cotas
!           hcalculo = i * dh
!           write(*,*) 'Inundacion para cota: ',hcalculo,' m'
!
!
!           do m = 1, mx
!               do n = 1, my
!                   if (topo(m,n) .LE. (zini + hcalculo)) then
!debajo?
!                       rLatitud = ycorner + dy / 2.d0 + (myTot
- yMin - n) * dy
!                       Volumen(i) = Volumen(i) + dx * dy *
0.0174532925d0**2 * 6371007.1809d0**2 * DCOS(rLatitud*0.0174532925d0) * ((zini
+ hcalculo) - topo(m,n))
!                       Area(i) = Area(i) + dx * dy *
0.0174532925d0**2 * 6371007.1809d0**2 * DCOS(rLatitud*0.0174532925d0)
!                       endif
!                   enddo
!               enddo
!           enddo
!
!       enddo
!
!       Deslocalizamos
!
!       Dimensionamos las matrices
!       DEALLOCATE(topo)           !Malla de topografía
!       DEALLOCATE(auxiliarMojado)!Malla auxiliar para output de mojado
!       DEALLOCATE(control)       !Malla de control de NODATA
!
!
!       enddo
!
!
!       Escritura del volumen
!       open(UNIT=100,FILE='Volume.txt',ACCESS='APPEND')
!
!       do i = 0, nH
!           write(100,1010) (i * dh)*100, zini + (i * dh), Area(i) /
1000000.d0, Volumen(i) / 1000000000.d0

```

```
        enddo
!
        close(100)
!
!
1010  format(4F12.3)
!
end program GITS_FLOODING
```

ANNEX 2: CODI PROGRAMA MATLAB

DESCRIPCIÓ

Com s'ha apuntat en l'apartat 4.4.2, per a l'extracció dels valors d'ondulació del geoide EGM96 cal un arxiu d'entrada que llisti els punts en els quals es vol obtenir aquesta elevació. Aquest arxiu d'entrada es confecciona mitjançant un programa en MATLAB.

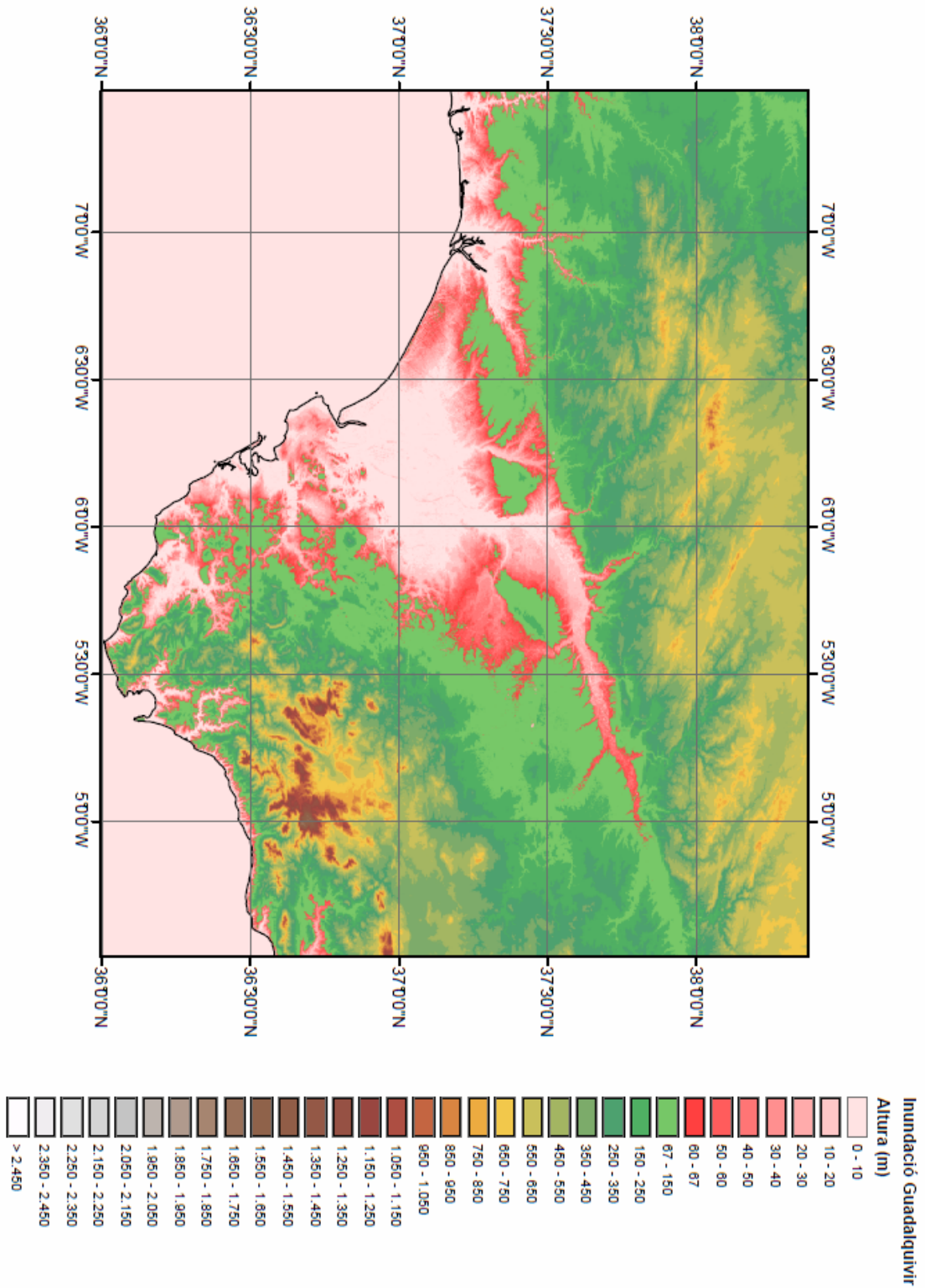
CODI

```
fid = fopen('INPUT.DAT','wt')
for latitud=-90:0.25:90
    for longitud=0:0.25:360
        COORD=[latitud,longitud];
        fprintf(fid, '%2.2f %3.2f \n', COORD);
    end
end

end
fclose(fid)
```

ANNEX 3: MAPA D'INUNDACIÓ REGIONAL

Es presenta a continuació un mapa il·lustratiu de la inundació potencial que pateix la zona de la Vall del Guadalquivir. Es pot apreciar la situació comentada a l'epígraf 6.4, en que la longitud total del riu Guadalquivir es veu disminuïda en centenars de quilòmetres, modificant el seu pendent mig i, en conseqüència, el seu equilibri entre règim erosiu i de sedimentació.



FLOOD-EARTH: Projectió del nivell del mar màxim potencial per efectes de desglaç global mitjançant tècniques SIG.