

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΑ ΕΠΟΜΕΝΑ ΠΙΘΑΝΑ TSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ

ΒΟΥΚΟΥΒΑΛΑΣ ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΣΥΝΟΛΑΚΗΣ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΚΑΡΑΤΖΑΣ
ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΝΙΚΟΛΑΪΔΗΣ

ΧΑΝΙΑ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2006

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Για την εκπόνηση αυτής της διπλωματικής εργασίας συνέβαλαν πάρα πολλοί και θέλω να τους ευχαριστήσω όλους.

Τον καθηγητή μου Κωνσταντίνο Συνολάκη για τις άπειρες γνώσεις σε πάρα πολλά πεδία που μου έχει προσφέρει ΚΑΙ για την απίστευτη υπομονή του.

Τον καθηγητή Emile A. Okal για τις γνώσεις και τα στοιχεία που μου προσέφερε.

Τον διδακτορικό φοιτητή Burak Uslu για την απίστευτη υπομονή του, την συνεχή βοήθεια και τις γνώσεις του επάνω σε θέματα μοντελοποίησης και απεικόνισης των αποτελεσμάτων και πολλών άλλων.

Τον Ψηλό που με βοήθησε να μορφοποιήσω το κείμενο.

Την οικογένεια μου.

Τους φοιτητές Σγούρο και Μπε για την συνεχή βοήθειά τους και τις γνώσεις τους επί παντός επιστητού κυκλοφορεί με motherboard, σκληρούς δίσκους, κάρτες κλπ κλπ.

Όλους τους φίλους μου στα Χανιά και οπουδήποτε αλλού για την συμβολή τους, την συμπαράσταση και την υπομονή τους.

Όλους τους άλλους αυτοί ξέρουν γιατί!

Περιεχόμενα

Περίληψη

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ TSUNAMI.....	σελ. 6
1.1 Εισαγωγή - Τρόποι γένεσης tsunami.....	σελ. 7
1.1.1 Τεκτονικά tsunami.....	σελ. 11
1.1.2 Tsunami από κατολισθήσεις.....	σελ. 13
1.1.3 Tsunami από ηφαιστειακές εκρήξεις.....	σελ. 17
1.1.4. Tsunami από πτώσεις αστεροειδών.....	σελ. 17
2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΚΩΔΙΚΑ MOST (Method Of Splitting Tsunami).....	σελ. 20
2.1 Εισαγωγή.....	σελ. 21
2.2 Ο κώδικας MOST.....	σελ. 21
2.2.1 Δημιουργία.....	σελ. 22
2.2.2 Διάδοση.....	σελ. 23
2.2.3 Αναρρίχηση.....	σελ. 25
2.3 Επεξεργασία των αποτελεσμάτων.....	σελ. 27
3. ΤΟ MEGATSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ - ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ	σελ. 28
3.1 Το tsunami της 26 ^{ης} Δεκεμβρίου 2004.....	σελ. 29
3.1.1 Περιγραφή της περιοχής.....	σελ. 30
3.2 Οι αποστολές πεδίου στον Ινδικό Ωκεανό για το megatsunami του 2004.....	σελ. 31

3.2.1 Σουμάτρα.....	σελ. 32
3.2.2 Μαλαισία, Ταϊλάνδη και Βιρμανία και Μπανγκλαντές.....	σελ. 36
3.2.3 Ινδία και τα νησιά 'Αννταμαν – Νίκομπαμαρ...	σελ. 42
3.2.4 Σρι Λάνκα.....	σελ. 45
3.2.5 Ομάν και Υεμένη.....	σελ. 48
3.2.6 Σομαλία, Κένυα, Τανζανία και Νότιος Αφρική...	σελ. 50
3.2.7 Μαδαγασκάρη, νησιά Μασκαρέν, Σεϋχέλλες, Μαλδίβες, Ντιέγκο Γκαρσία.....	σελ. 54
3.3 Προϋπάρχουσες προσομοιώσεις του megatsunami του 2004.....	σελ. 64
3.4 Προσομοίωση του megatsunami του 2004 – υπολογισμός της αναρρίχησης και της διεξόδου του tsunami στα νησιά Φι-Φι.....	σελ. 66

4. ΤΑ ΕΠΟΜΕΝΑ ΠΙΘΑΝΑ TSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ

ΩΚΕΑΝΟ ΜΕ ΔΙΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΑΝΤΙΚΤΥΠΟ..... σελ. 79

4.1 Γενικά.....	Σελ. 80
4.2 Σενάριο βάση του σεισμού της νότιας Σουμάτρα του 1833.....	σελ. 80
4.3 Σενάριο βάση του σεισμού του Μακράν στις 27 Νοεμβρίου 1945	σελ. 85
4.3.1 Περιγραφή της περιοχής και ιστορικά δεδομένα.....	σελ. 85
4.3.2 Το σεισμικό γεγονός του 1945 και οι επιπτώσεις του.....	σελ. 85

4.4 Σενάριο βάση του σεισμού του Μυανμάρ στις 2 Απριλίου 1762.....	σελ. 91
4.4.1 Περιγραφή της περιοχής.....	σελ. 91
4.4.2 Σεισμικά γεγονότα.....	σελ. 91
4.4.3 Το tsunami στις 2 Απριλίου 1762.....	σελ. 92
4.4.4 Προσομοίωση του tsunami της 2 ^{ας} Απριλίου 1762.....	σελ. 93
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	σελ. 97
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	σελ. 100

Περίληψη

Στην παρούσα διπλωματική εργασία παρουσιάζονται οι παρατηρήσεις και οι μετρήσεις πεδίου για το megatsunami της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 που έγιναν από την ομάδα ITST στον Ινδικό Ωκεανό κατά το έτος 2005. Περιγράφεται η διάδοση και το μέγεθος της καταστροφής από το tsunami συμπεριλαμβάνοντας τα γεωλογικά και γεωγραφικά χαρακτηριστικά της εκάστοτε προσβληθείσας περιοχής.

Πάνω στις ανωτέρω παρατηρήσεις βασίστηκε η προσομοίωση μέσω του κώδικα M.O.S.T. (Method of Splitting Tsunami), που έγινε για τα τέσσερα tsunami τα οποία προκλήθηκαν από ισχυρούς σεισμούς στην περιοχή του Ινδικού Ωκεανού πριν από το 2004. Σκοπός είναι να εξαχθούν συμπεράσματα για τις περιοχές που βρίσκονται σε κίνδυνο από μελλοντικά tsunami που θα γεννηθούν στις ίδιες περιοχές και θα λάβουν χώρα σε τρεις σεισμικές ζώνες του Ινδικού Ωκεανού. Τα γεγονότα αυτά είναι ο ιστορικός σεισμός της 2^{ας} Απριλίου 1762 στην θαλάσσια περιοχή του Μιανμάρ, ο ισχυρός σεισμός του 1833 στην Νότια Σουμάτρα, ο καταστροφικός σεισμός του 1945 στην περιοχή του Μακράν και ο δεύτερος ισχυρότερος καταγεγραμμένος σεισμός, ο σεισμός του 2004 στη Βόρεια Σουμάτρα. Συγκεκριμένα για τα τρία πρώτα γεγονότα υπολογίστηκε η διάδοση του κύματος στον ανοικτό ωκεανό ούτως ώστε να συντεθεί ένα worst case scenario για τις παραθαλάσσιες περιοχές, ενώ για το megatsunami του 2004 υπολογίστηκε και η αναρρίχσή του στα νησιά Φι-Φι της Ταϊλάνδης.

Κλείνοντας, συγκρίθηκαν οι παρατηρήσεις από το πεδίο με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο :

ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ TSUNAMI

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1°

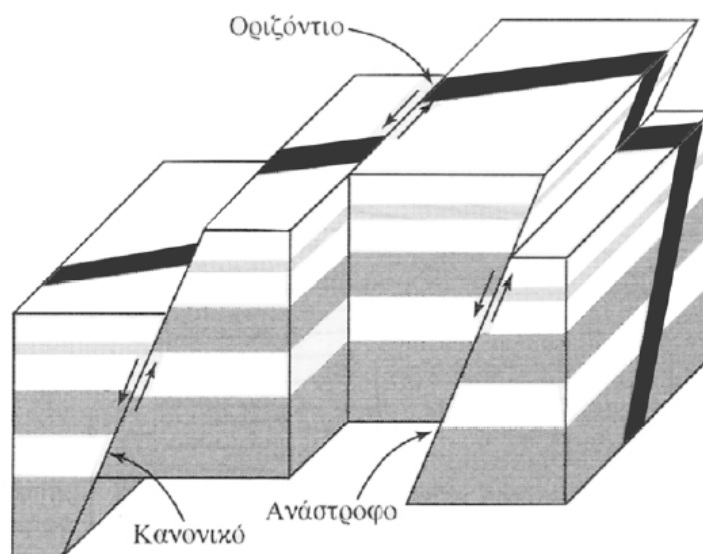
ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ TSUNAMI

1.1. Εισαγωγή - Τρόποι γένεσης

Οι πιθανές αιτίες δημιουργίας tsunami, είναι οι κατολισθήσεις, οι εκρήξεις ηφαιστειών και οι πτώσεις αστεροειδών, όμως μακράν η πιο κοινή αιτία είναι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί. Ακόμα και αν η κίνηση του πυθμένα από μόνη της δεν μπορεί να ενεργοποιήσει tsunami, ένας σεισμός μπορεί να ενεργοποιήσει με την σειρά του παρασεισμικές κατολισθήσεις. Πρόσφατοι συλλογισμοί δείχνουν ότι πάνω από το ένα τρίτο των tsunami τα τελευταία δέκα χρόνια μπορεί να έχουν προκληθεί από κατολισθήσεις παρακινούμενες από σεισμούς. Δεν παράγουν όλοι οι σεισμοί tsunami. Κοιτάζοντας τους καταλόγους με του σεισμούς συμπεραίνουμε ότι τα τελευταία 30 χρόνια, υπάρχουν περίπου ένας σεισμός μεγέθους 8 ή μεγαλύτερος και περίπου δέκα υποθαλάσσιοι σεισμοί μεγέθους 7 το χρόνο, αλλά μόνο είκοσι έχει αναφερθεί να προκαλούν tsunami. Η μορφή και το μέγεθος της κάθετης παραμόρφωσης του εδάφους από τον σεισμό καθορίζει εάν θα σχηματιστεί tsunami.

Η γεωμετρία των σεισμικών ρηγμάτων χαρακτηρίζεται από τα τρία βασικά είδη διάρρηξης που είναι η οριζόντια διάρρηξη (strike-slip), η ανάστροφη διάρρηξη (thrust) και η κανονική ή διάρρηξη βαρύτητας (normal faults). Το οριζόντιο σεισμικό ρήγμα ή ρήγμα μετασχηματισμού προϋποθέτει οριζόντια κίνηση του φλοιού της Γης, ενώ στα ανάστροφα και στα κανονικά ρήγματα έχουμε κάθετη κίνηση

των πλακών (Σχέδιο 1.1.1). Οι υποθαλάσσιες ανάστροφες και κανονικές διαρρήξεις παράγουν tsunami καθώς ο πυθμένας ανασηκώνεται ή υποβιβάζεται μετακινώντας την υδάτινη μάζα είτε προς τα πάνω είτε προς τα κάτω, με αποτέλεσμα να τίθεται σε κίνηση το κύμα στην επιφάνεια του ωκεανού. Αντιθέτως, οι οριζόντιες κινήσεις γενικά δε δημιουργούν σημαντική κάθετη μετακίνηση του πυθμένα ώστε να δημιουργήσουν μεγάλα tsunami χωρίς παρασεισμικές μετατοπίσεις. Τα περισσότερα ρήγματα συνδυάζουν την οριζόντια μετακίνηση με τις ανάστροφες κινήσεις, αλλά κυρίως μόνο ρήγματα τα οποία έχουν κάθετη μετακίνηση και δημιουργούν σημαντικά μεγάλες παραμορφώσεις στο πυθμένα φαίνεται να ενεργοποιούν tsunami.



Σχέδιο 1.1.1. Οι διάφορες κατηγορίες ρηγμάτων (οριζόντιο, κανονικό και ανάστροφο ρήγμα). (Πηγή: Α. Τσελέντης,[1997])

Γενικά, όσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος του σεισμού τόσο μεγαλύτερη είναι και η περιοχή που παραμορφώνεται (Πίνακας 1.1.α). Η περιοχή αυτή συνήθως περιέχει ένα τμήμα ανύψωσης και ένα υποχώρησης, αν και πολύ συχνά υπάρχουν περισσότερα από ένα διπολικά κύματα. Η παραμορφωμένη περιοχή αναφέρεται στο οριζόντιο μέγεθος της παραμόρφωσης ενώ το μήκος ολίσθησης είναι το μέτρο της κάθετης μεταβολής. Οι δυνατοί σεισμοί όχι μόνο παραμορφώνουν μεγαλύτερες περιοχές αλλά λόγω της μεγαλύτερης ολίσθησης ενίοτε συνοδεύονται και από μεγάλες κατολισθήσεις με αποτέλεσμα να παράγονται δυσανάλογα μεγαλύτερα tsunami από λιγότερο ισχυρά γεγονότα.

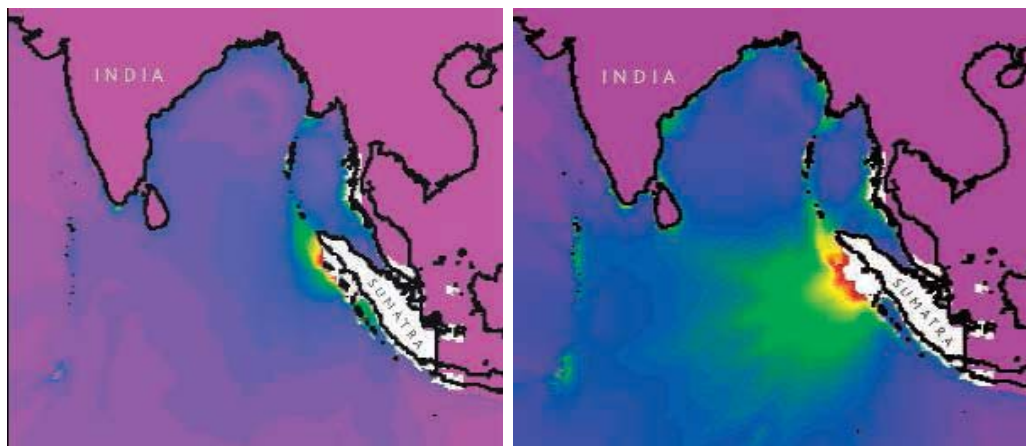
M_w	W (km)	L (km)	D (m)	S (m)	L/V (sec)
7	30	70	0.6	0.16	23
8	80	200	2.7	0.70	70
9	240	60	9.0	2.30	200
9.5	250	1000	27.0	7.00	330

Πίνακας 1.1.α. Εκτίμηση των παραμέτρων των ρηγμάτων για σεισμούς που προκαλούν tsunami.

Επιπλέον όσο πιο βαθιά βρίσκεται η εστία του σεισμού τόσο μικρότερη είναι η κάθετη παραμόρφωση στην επιφάνεια της Γης. Ένα υπόκεντρο σε μεγάλο βάθος επιτρέπει στην σεισμική ενέργεια να εξαπλώνεται σε μεγαλύτερη έκταση και επομένως φτάνουν στην επιφάνεια της θάλασσας μικρότερα ποσά ενέργειας. Σεισμοί με εστιακό βάθος μεγαλύτερο από 30 χιλιόμετρα (18.74 mi) σπάνια προκαλούν σημαντική παραμόρφωση, ικανή να προκαλέσει ένα αισθητό tsunami. Ωστόσο υπάρχουν πραγματικά μεγάλοι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα

σε βάθος μεγαλύτερο από 30 km, όπως ο σεισμός της Χιλής το 1960 και μπορούν να ενεργοποιήσουν tsunami.

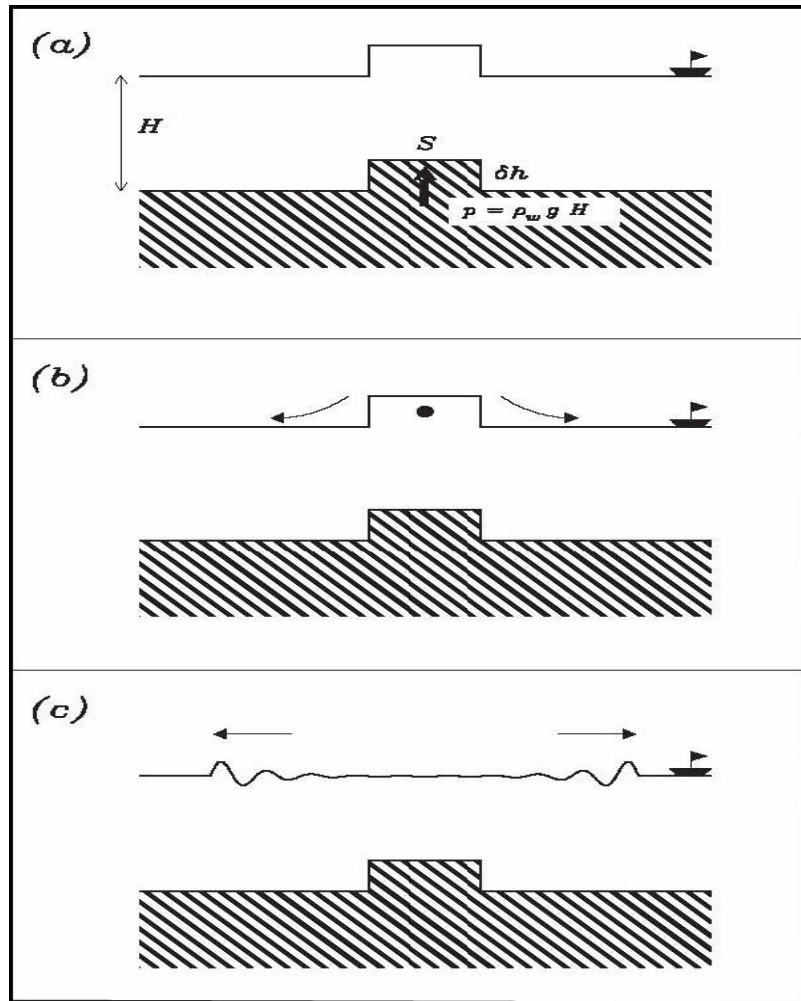
Ένας σεισμός του οποίου το επίκεντρο είναι στην ξηρά θα δημιουργήσει tsunami εάν δημιουργήσει σημαντική κάθετη παραμόρφωση στον πυθμένα μακριά από την ακτή. Επομένως, μόνο πολύ δυνατοί σεισμοί (ανάστροφης διάρρηξης) κοντά στην ξηρά αποτελούν πιθανές αιτίες γένεσης tsunami (εάν φυσικά δεν ενεργοποιούν μαζικές κατολισθήσεις στη θάλασσα). Χαρακτηριστικό είναι το παράδειγμα του σεισμού της 28ης Μαρτίου 2005. Το επίκεντρό του βρισκόταν μόλις νότια από το επίκεντρο του σεισμού της 26ης Δεκεμβρίου 2004, του δεύτερου μεγαλύτερου καταγεγραμμένου σεισμού. Ο σεισμός αυτός δεν προκάλεσε tsunami επειδή ήταν πολύ πιο βαθύς και τουλάχιστον κατά τρεις φορές μικρότερος από τον προηγούμενό του, αλλά βασικά γιατί η διάρρηξη που σημειώθηκε δεν επηρέασε τον ωκεάνιο πυθμένα με αποτέλεσμα να μην μεταφερθεί η απαιτούμενη ενέργεια στην στήλη του νερού. Όταν οι Δρ. Κώστας Συνολάκης και Diego Arcas προσομοίωσαν το tsunami του σεισμού του Μαρτίου χωρίς τα νησιά, το επακόλουθο tsunami ήταν πολύ μεγαλύτερο και μεγάλα κύματα προσέγγισαν τα απομακρυσμένα νησιά των Μαλδιβών.



Σχέδιο 1.1.2. Αποτελέσματα των προσομοιώσεων του σεισμού της 28ης Μαρτίου 2005 δείχνουν ότι τα νησιά βορειοδυτικά της Σουμάτρα εμπόδισαν τη δημιουργία ενός ακόμη καταστροφικού tsunami στην περιοχή.

1.1.1. Τεκτονικά tsunami

Η γένεση ενός tsunami από μετατόπιση των πλακών παραμορφώνει τον πυθμένα του ωκεανού (Σχέδιο 1.1.3.). Σε μια απλουστευμένη μορφή η επιφάνεια του πυθμένα s μετακινείται κάθετα και ανυψώνεται κατά δh . Εάν η παραμόρφωση είναι στιγμιαία αυτό θα έχει σαν αποτέλεσμα την ανύψωση της επιφάνειας (Σχέδιο 1.1.3.a). Επειδή η θάλασσα είναι μη ιξώδες υγρό η ανύψωση του νερού θα είναι μη σταθερή με αποτέλεσμα η μάζα του νερού να επιστρέφει στην αρχική της κατάσταση, που θεωρείται αμετάβλητη εξ' αιτίας της μεγάλης πλευρικής διάστασης της ωκεάνιας λεκάνης σε σύγκριση με την επιφάνεια s (Σχέδιο 1.1.3.c). Το κέντρο μάζας του μετατοπισμένου νερού, που αρχικά βρίσκεται σε ύψος $\delta h/2$ επάνω από την επιφάνεια του πυθμένα της θάλασσας (μαύρη κουκκίδα στο Σχέδιο 1.1.3.b) μεταφέρεται στην επιφάνεια σε ύψος H .



Σχέδιο 1.1.3. Δημιουργία tsunami από σεισμική μετατόπιση. Στο πολύ απλό αυτό μοντέλο μια απότομη ανύψωση του πυθμένα έχει σαν αποτέλεσμα μια ιδεατή ανύψωση της ωκεάνιας επιφάνειας (a). Διάδοση του νερού και προς τις δύο κατευθύνσεις (b) με το κέντρο βάρους της μάζας να μειώνεται κατά $\delta h/2$. Η διαφορά από την αρχική τιμή της ενέργειας δημιουργεί το κύμα, το οποίο στην συνέχεια απομακρύνεται από την ανύπαρκτη πλέον αρχική ανύψωση.

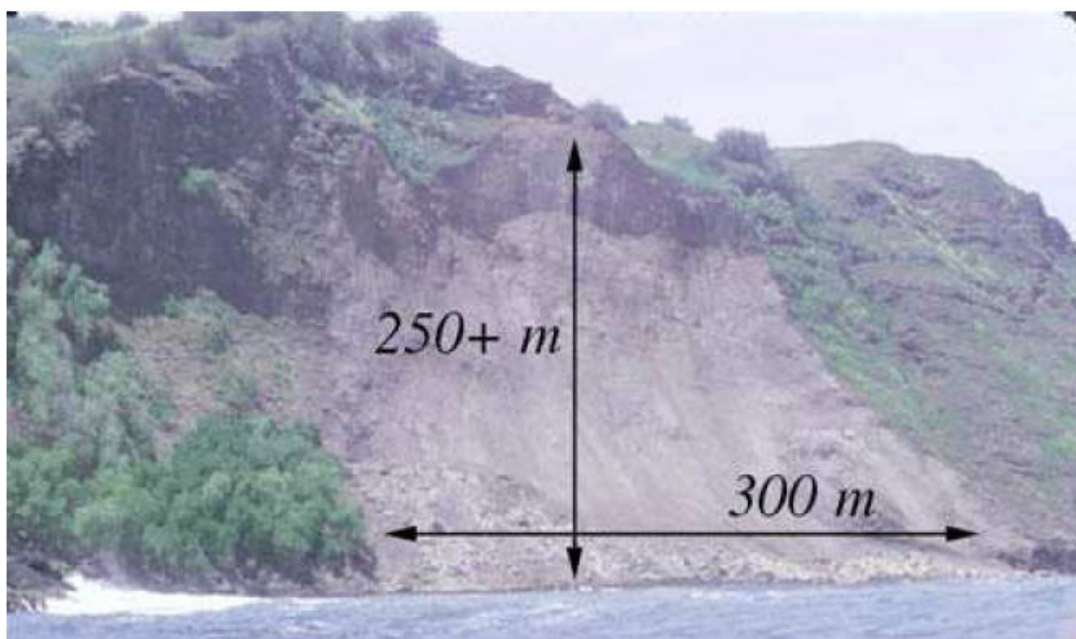
Το μοντέλο αυτό είναι εφαρμόσιμο καθώς σε όλες τις περιπτώσεις, η διάρκεια της πηγής (για παράδειγμα ο χρόνος που λαμβάνει μέρος η παραμόρφωση του πυθμένα) είναι πολύ μικρή συγκρινόμενη με τον

χρόνο που απαιτείται για το tsunami να δημιουργηθεί και να ξεπεράσει την αρχική παραμόρφωση του πυθμένα. Η πρώτη εξαρτάται από τη διάσταση της πηγής L και είναι το πηλίκο αυτής προς την ταχύτητα διάρρηξης, v · η δεύτερη είναι το πηλίκο L/c όπου c είναι η ταχύτητα του tsunami. Όταν η παραμόρφωση λαμβάνει μέρος πολύ γρήγορα ($v > c$), η υδραυλική ισορροπία δεν επιτυγχάνεται καθ' όλη τη διάρκεια της ανοδικής κίνησης του πυθμένα. Η παραμόρφωση είναι μη αντιστρεπτή, περισσότερο έργο δαπανάται από την ενδεχόμενη αύξηση της πιθανής ενέργειας στην καινούρια κατάσταση ισορροπίας και η διαφορά διοχετεύεται στο tsunami. Αντίθετα αν η ανύψωση γίνει πιο αργά ($v < c$), η ισορροπία επιτυγχάνεται καθ' όλη τη διάρκεια της παραμόρφωσης, το οποίο σημαίνει ότι η αντίστοιχη παραμόρφωση της επιφάνειας εξαφανίζεται γρηγορότερα από ότι δημιουργείται και επομένως οι δυνάμεις πίεσης στον πυθμένα αναπροσαρμόζονται συνεχώς στο νέο ύψος της υδάτινης στήλης. Η διαδικασία αυτή είναι μη αντιστρεπτή θερμοδυναμικά, το έργο που δαπανάται είναι ακριβώς η διαφορά από τις πιθανές ενέργειες οπότε δεν υπάρχει ενέργεια να διοχετευτεί στο tsunami. Αναφέρεται ότι η ταχύτητα διάρρηξης είναι της τάξεως των 3 km/sec ενώ η ταχύτητα των tsunami ακόμη και στις βαθύτερες ωκεάνιες λεκάνες είναι της τάξης των 250m/sec.

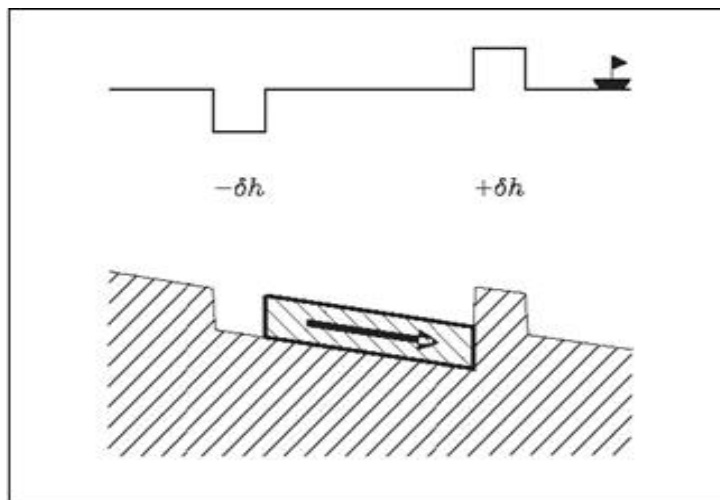
1.1.2. Tsunami από κατολισθήσεις

Στην περίπτωση των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων υποτίθεται μία στερεά μάζα που ολισθαίνει κατά μήκος του πυθμένα δημιουργώντας ένα αρνητικό κύμα στο πίσω μέρος της πορείας και ένα θετικό κύμα στο μπροστά. Η συνολική ενέργεια είναι το άθροισμα του διπλού.

Στην περίπτωση αυτή δεν στέκει η υπόθεση ότι η παραμόρφωση είναι στιγμιαία αφού η δημιουργία της πηγής εξαρτάται από την επιτάχυνση της βαρύτητας g . Η μέγιστη ταχύτητα της ολισθαίνουσας μάζας σε μια επικλινή περιοχή ισούται με $u = (2gz)^{1/2}$, όπου z η μέγιστη κάθετη απόσταση της μάζας. Η ταχύτητα αυτή είναι συγκρίσιμη με την ταχύτητα c , έχοντας λόγο $u/c = (2z/H)^{1/2}$. Ο αριθμός αυτός δεν μπορεί να είναι μεγάλος καθώς και η βύθιση πρέπει να περιέχεται στην υδάτινη στήλη. Για παράδειγμα για μία μάζα μήκους 500 m που ολισθαίνει σε βάθος 1500 m ο λόγος αυτός είναι ίσος με $u/c=0.8$. Σε περιπτώσεις σαν και αυτήν το σύστημα δεν είναι απολύτως μη αντιστρεπτό (όπως στις σεισμικές παραμορφώσεις) ούτε απολύτως αντιστρεπτό (καθώς θα ήταν πολύ αργό για να δημιουργήσει tsunami).



Σχέδιο 1.1.4. Ο βράχος που προκάλεσε το tsunami της 13ης Σεπτεμβρίου 1999 στο νησί Fatu Hiva του συμπλέγματος Μαρκέζας εκτιμάται ότι είχε όγκο περίπου 4 εκατ. m^3 (Φωτογραφία του Δρ. Ε. Okal).



Σχέδιο 1.1.5. Δημιουργία tsunami από υποθαλάσσια κατολίσθηση. Στο απλουστευμένο αυτό μοντέλο η κινούμενη μάζα δημιουργεί κύρτωση, και έτσι δημιουργείται ένα δίπολο στην επιφάνεια του ωκεανού με αρνητικό πόλο εκεί όπου δημιουργείται το κενό.

Υπάρχουν τουλάχιστον τέσσερα χαρακτηριστικά μιας υποθαλάσσιας κατολίσθησης τα οποία καθορίζουν εάν ένα tsunami θα σχηματιστεί ή όχι: το μήκος, το πλάτος, το πάχος και η κλίση της πλάγιας. Οι επιδράσεις των μηχανικών ιδιοτήτων των υλικών τα οποία κατολισθαίνουν παραμένουν υπό αμφισβήτηση εξαιτίας της έλλειψης έγκυρων μοντέλων και γνώσεων ως προς τον χρόνο κίνησης της κατολίσθησης. Κανένα από τα χαρακτηριστικά δεν μπορεί να προσδιοριστεί επακριβώς και όλες οι σχετικές πληροφορίες για την γεωμετρία των κατολισθήσεων προκύπτουν μόνο μετά το γεγονός.

Υπάρχουν πολλές σημαντικές διαφορές μεταξύ των tsunami από τις κινήσεις των μαζών και εκείνων από σεισμούς. Τα τεκτονικά tsunami έχουν μεγαλύτερα μήκη κύματος, μεγαλύτερες περιόδους και

μεγαλύτερη επιφάνεια πηγής από εκείνα που δημιουργούνται από κατολισθήσεις μαζών. Τα tsunami από κατολισθήσεις είναι πιο απότομα, και διασκορπίζονται γρήγορα και ιδίως στα ρηχά νερά. Ωστόσο υπάρχει μια μικρή υπόνοια ότι ο χρόνος παραμόρφωσης του πυθμένα δεν είναι σημαντικός σε πρώτο βαθμό στον υπολογισμό της εξέλιξης του κύματος, αντιθέτως στην περίπτωση της κατολίσθησης μαζών ο χρόνος ολίσθησης είναι πιο σημαντικός καθώς πολύ αργές μετακινήσεις δεν θα δημιουργήσουν μεγάλα κύματα. Παρόλα αυτά, ο χαρακτηριστικός χρόνος δεν μπορεί να προσδιοριστεί με μεγάλη ακρίβεια.

Επιπλέον τα tsunami από κατολίσθηση χαρακτηρίζονται αξιωματικά από τη διπολική τους φύση. Συνεπώς για παράδειγμα σε αποστάσεις μεγαλύτερες από μερικές φορές το μήκος κύματος το προερχόμενο από υποθαλάσσια κατολίσθηση tsunami αναμένεται να σβήσει γρηγορότερα μακριά από την πηγή από ότι ένα τεκτονικό tsunami.

Για να διαπιστωθεί αν ένας σεισμός ενδέχεται να δημιουργήσει tsunami, τις πρώτες πληροφορίες για επεξεργασία τις λαμβάνουμε από τα σεισμολογικά δεδομένα. Αντίθετα, τα tsunami από κατολισθήσεις συχνά δημιουργούνται χωρίς προειδοποίηση και δεν σχετίζονται πάντοτε με ένα σεισμικό γεγονός. Γίνονται γνωστά από τα αποτελέσματά τους όπως από την καταστροφή υποθαλάσσιων καλωδίων, από τη διαφορά στον χρόνο άφιξης και στο μέγεθος σε σχέση με τα τεκτονικά tsunami καθώς και από την περιορισμένη έκτασή τους.

1.1.3. Tsunami από ηφαιστειακές εκρήξεις

Τα tsunami που προέρχονται από ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να δημιουργηθούν από κατακρήμνιση των καλδερών (απαιτείται απότομη πτώση), εναποθέσεις των πυροκλαστικών ροών, υποθαλάσσιες εκρήξεις, μετακίνηση της λάβας στη θάλασσα, παραηφαιστειακές εκρήξεις και σεισμούς, καθώς και από τα αέρια που εκλύονται από την έκρηξη.

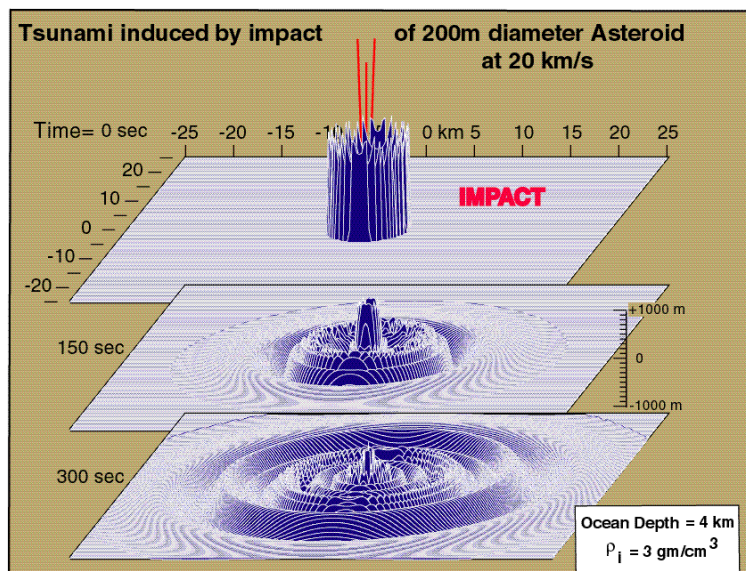
Από τα πιο καταστροφικά ηφαιστειακά tsunami στην ιστορία είναι αυτό της έκρηξης του ηφαιστείου της Σαντορίνης που συνέβη μεταξύ 1627-1600 π.Χ. (Friedrich, W. L., et al (2006)), και αυτό που προκλήθηκε από την έκρηξη του ηφαιστείου Krakatoa στις 26-27 Αυγούστου 1833 με απολογισμό περίπου 34000 ζωές .

1.1.4. Tsunami από πτώσεις αστεροειδών

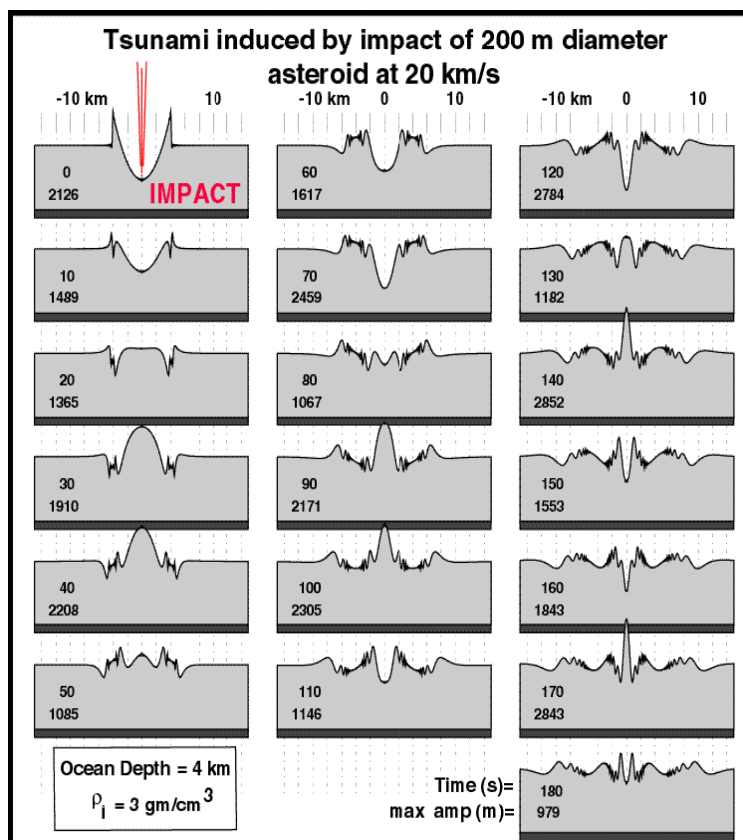
Καθώς τα 2/3 των αντικειμένων που προσκρούουν στη Γη επηρεάζουν τις υδάτινες επιφάνειες, μία σημαντική απειλή είναι τα tsunami που δημιουργούνται από τις πτώσεις αστεροειδών στους ωκεανούς. Στην επιφάνεια της Γης υπάρχουν ξεκάθαρα αποδεικτικά στοιχεία του αντίκτυπου των αστεροειδών στους ωκεανούς και των επακόλουθων tsunami. Οι Gersonde et al (1997) τεκμηριώνουν την σύγκρουση ενός αστεροειδούς διαμέτρου 1 χιλιομέτρου ή μεγαλύτερης στον Νότιο Ωκεανό κατά την ύστερη περίοδο του Πλειοκαίνου (2.15 εκατομμύρια χρόνια πριν). Πέραν των άφθονων θραυσμάτων του ίδιου του

μετεωρίτη, οι εναποθέσεις και τα ηχητικά κύματα συνέδραμαν στην καταστροφή από tsunami. Ένα πιο καταστροφικό γεγονός ήταν η σύγκρουση Κ/Τ που έκλεισε την Κρητιδική περίοδο 65 εκατομμύρια χρόνια πριν, καθώς δημιουργήθηκαν τεράστια κύματα όταν ένας μετεωρίτης περίπου 10 χιλιομέτρων προσέκρουσε σε μια ρηχή θαλάσσια περιοχή κοντά στο Chicxulub του Μεξικό. Οι εναποθέσεις από το tsunami που απλώθηκαν σε μεγάλη έκταση, ακόμη και βαθιά στην στεριά, σε περιοχές όπως την Αϊτή, το Τέξας και τη Φλόριντα συνέβαλαν στον προσδιορισμό της φύσης και της έκτασης της πρόσκρουσης.

Παρακάτω παρατίθενται τα αποτελέσματα των μοντελοποιήσεων των Ward και Asphaug.



Σχέδιο 1.1.1.4.α. Το tsunami που δημιουργήθηκε από την πρόσκρουση αστεροειδούς διαμέτρου 200 μέτρων και με ταχύτητα 20 *km/sec*. Μέσα σε 300 δευτερόλεπτα, η εξάπλωση του tsunami καλύπτει μια θαλάσσια περιοχή έκτασης 50x50 χιλιομέτρων. Αξιοσημείωτο είναι ότι το tsunami εξελίσσεται άμεσα μετά την πρόσκρουση. Στην τελευταία εικόνα το αρχικό κύμα έχει ύψος περίπου 325 μέτρα.



Σχέδιο 1.1.7. Το tsunami που δημιουργήθηκε από την πρόσκρουση αστεροειδούς διαμέτρου 200 μέτρων και με ταχύτητα 20 *km/sec*. Παρουσιάζονται οι κυματικοί σχηματισμοί (ανά 10 δευτερόλεπτα) που δημιουργούνται σε μια ακτίνα 30 χιλιομέτρων από το σημείο $x=0$. Κάτω αριστερά παρουσιάζεται το εύρος του tsunami σε μέτρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΚΩΔΙΚΑ MOST **(Method Of Splitting Tsunami)**

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΚΩΔΙΚΑ MOST (Method Of Splitting Tsunami)

2.1. Εισαγωγή

Ο κώδικας του MOST αναπτύχθηκε από τη διδακτορική διατριβή του Δρ. Vasily Titov και εξελίχθηκε στο υπολογιστικό κομμάτι του προγράμματος Early Detection and Forecast of Tsunami (EDFT) της εθνικής υπηρεσίας ωκεανογραφίας και ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NOAA). Το MOST αποτελείται από μια σειρά από ολοκληρωμένους αριθμητικούς κώδικες ικανούς να προσομοιώνουν τη δημιουργία ενός tsunami από κάποια πηγή, τη διάδοσή του και την ακόλουθη αναρρίχηση. Η προσομοίωση της διαδικασίας της δημιουργίας βασίζεται στη θεωρία της ελαστικής παραμόρφωσης (Gusiakov, 1978; Okada, 1985), όπως περιγράφηκε στη άρθρο του Titov (1997) και η μέθοδος της υπολογιζόμενης πλημμύρας προέρχεται από το μοντέλο VTCS (Titov, 1997; Titov and Synolakis, 1997, 1996, 1995).

2.2. Ο κώδικας MOST

Η εξέλιξη των τεκτονικών tsunami διακρίνεται σε τρία στάδια : τη δημιουργία, τη διάδοση και την αναρρίχηση. Το αριθμητικό μοντέλο του MOST υπολογίζει και τα τρία αυτά στάδια παρέχοντας, μια ολοκληρωμένη δυνατότητα για την προσομοίωση των tsunami.

2.2.1. Δημιουργία

Το στάδιο της δημιουργίας των tsunamí περιλαμβάνει τον σχηματισμό της αρχικής παραμόρφωσης της επιφάνειας του ωκεανού λόγω της παραμόρφωσης του πυθμένα από τον σεισμό. Η αρχική ανατάραξη της επιφάνειας του ωκεανού εκτυλίσσεται σε ένα μακρύ κύμα βαρύτητας που κινείται ακτινωτά από την πηγή του σεισμού. Για αυτόν τον λόγο το στάδιο αυτό είναι άρρηκτα συνδεδεμένο με τη μελέτη της πηγής των σεισμών.

Ο υπολογισμός της μετατόπισης του πυθμένα βασίζεται στο μοντέλο του επίπεδου ρήγματος πηγής του σεισμού (Gusiakov, 1978; Okada, 1985) το οποίο υποθέτει ένα ασυμπίεστο στρώμα ύδατος επάνω σε ένα ελαστικό ημιεπίπεδο, που περιγράφουν αντίστοιχα τον ωκεανό και τον φλοιό της γης. Για δεδομένες παραμέτρους του ρήγματος, όπως η γωνία της κλίσης (dip), της ολίσθησης (slip) και της διεύθυνσης της ρηξιγενούς επιφάνειας (strike) την επιφάνεια του ρήγματος και το εστιακό βάθος υπολογίζεται το τρισδιάστατο πεδίο της παραμόρφωσης του πυθμένα της θάλασσας. Επειδή ο χρόνος παραμόρφωσης είναι πολύ μικρός σε σχέση με τον χρόνο που χρειάζεται το κύμα να εξελιχθεί, η παραμόρφωση θεωρείται ακαριαία. Έτσι η τρισδιάστατη παραμόρφωση του πυθμένα είναι η αρχική συνθήκη μετατόπισης της υδάτινης επιφανείας. (Εφ' όσον το μοντέλο βασίζεται στις μερικές διαφορικές εξισώσεις κίνησης χρειάζεται περιγραφή αρχικής συνθήκης για να αρχίζει ο υπολογισμός της εξέλιξης του κυματισμού.)

2.2.2. Διάδοση

Ένα tsunami μπορεί να διανύσει τεράστιες αποστάσεις πριν χτυπήσει τις ακτές που βρίσκονται εκατοντάδες ή και χιλιάδες χιλιόμετρα μακριά από την πηγή του σεισμού. Για την ακριβή μοντελοποίηση της διάδοσης των tsunami σε τέτοιου μεγέθους αποστάσεις, πρέπει να ληφθεί υπ' όψιν η καμπυλότητα της γης. Άλλοι παράγοντες όπως οι δυνάμεις Coriolis και διασποράς είναι επίσης σημαντικές.

Η διασπορά αλλάζει το σχήμα των κυμάτων λόγω της διαφορετικής ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων με διαφορετικές συχνότητες. Ενώ μεν τα μακρά κύματα πάντα διαδίδονται με ταχύτητα $c=(g \times h)^{1/2}$, τα μικρομεσαία με ταχύτητα $c = L \times T^{-1}$, όπου L είναι το μήκος κύματος και T είναι η περίοδος. Τα tsunami από τεκτονικούς σεισμούς αποτελούνται κυρίως από μακρά κύματα, αλλά αναπόφευκτά έχουν ένα μικρό μέρος της ενέργειας τους σε μικρομεσαίες συχνότητες. Αυτές οι συχνότητες μεταβάλλουν το σχήμα του κυματισμού ακόμη και όταν διαδίδονται επάνω σε ομοιόβαθο πυθμένα. Δηλαδή ένα κύμα που έχει ενέργεια μόνο σε μακρές συχνότητες, τότε δε μεταβάλλει το ανάγλυφό του όταν μεταδίδεται σε υγρό του ίδιου βάθους, τουλάχιστον σε μονοδιάστατη διάδοση.

Η μικρή διασπορά των tsunami μπορεί να ληφθεί υπ' όψιν ακόμη και χωρίς την ακριβή χρήση των όρων διασποράς των εξισώσεων: ο Shuto (1991) συνέστησε ότι αυτή η διαδικασία μπορεί να προσομοιωθεί με εκμετάλλευση της αριθμητική διασποράς που ήδη υπάρχει στους πεπερασμένους αριθμητικούς αλγορίθμους. Αυτή η μέθοδος εμπεριέχει τις επιδράσεις του φαινομένου της διασποράς, αλλά επιτρέπει και την χρήση των μη διάσπαρτων γραμμικών ή μη

γραμμικών εξισώσεων για τη διάδοση του κύματος. (Αποφεύγεται η αριθμητική λύση των πιο γενικών εξισώσεων που συμπεριλαμβάνουν την διασπορά γιατί είναι υπολογιστικά πολύ πιο πολύπλοκες.) Ο κώδικας του MOST για τη διάδοση των κυμάτων χρησιμοποιεί ένα αριθμητικό σχήμα διασποράς και τις μη-γραμμικές εξισώσεις των ρηχών κυμάτων με σφαιρικές συντεταγμένες, συμπεριλαμβανομένου τους όρους της δύναμης Coriolis (Murty, 1984):

$$h_t + \frac{(uh)_\lambda + (vh \cos \phi)_\phi}{R \cos \phi} = 0$$

$$u_t + \frac{uu_\lambda}{R \cos \phi} + \frac{vu_\phi}{R} + \frac{gh_\lambda}{R \cos \phi} = \frac{gd_\lambda}{R \cos \phi} + fv$$

$$v_t + \frac{uv_\lambda}{R \cos \phi} + \frac{vv_\phi}{R} + \frac{gh_\phi}{R} = \frac{gd_\phi}{R} - fu$$

όπου λ είναι το γεωγραφικό μήκος,

ϕ το γεωγραφικό πλάτος,

$h = \eta(\lambda, \phi, t) + d(\lambda, \phi, t)$,

$h(\lambda, \phi, t)$ είναι το βάθος ροής, $\eta(\lambda, \phi, t)$ είναι το ύψος του κυματισμού

$d(\lambda, \phi, t)$ είναι το μη διαταραγμένο βάθος νερού,

$u(\lambda, \phi, t)$, $v(\lambda, \phi, t)$ οι ταχύτητες κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος ανεξάρτητες από το βάθος,

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,

f είναι η επιτάχυνση Coriolis ($f = 2\omega \sin \phi$) και

R η ακτίνα της γης.

Στον κώδικα του MOST οι εξισώσεις αυτές επιλύονται με μία μέθοδο διάσπασης (splitting method) σύμφωνα με αυτήν που περιγράφηκε από τον Titov (1997).

2.2.3. Αναρρίχηση

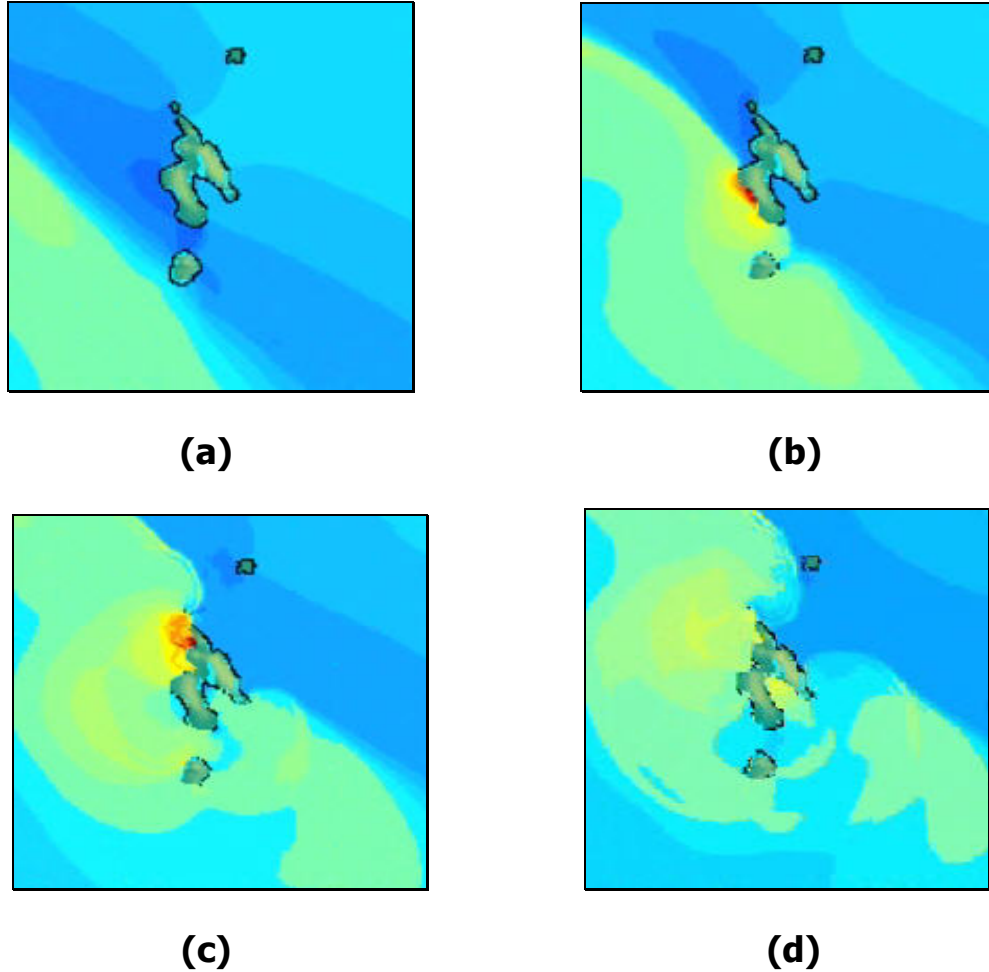
Η αναρρίχηση των tsunami είναι ίσως το περισσότερο 'υπό κατασκευήν' κομμάτι οποιουδήποτε μοντέλου προσομοίωσης για tsunami, κυρίως λόγω της σοβαρής έλλειψης δύο σημαντικών τύπων δεδομένων – υψηλής ποιότητας μετρήσεων πεδίου για την επαλήθευση των μοντέλων και υψηλής ανάλυσης βαθυμετρικών/τοπογραφικών δεδομένων.

Το πρώτο εμπόδιο για την βελτίωση των προσομοιώσεων για τη διαδικασία της αναρρίχησης, δηλαδή η έλλειψη υψηλής ποιότητας πειραματικών μετρήσεων και μετρήσεων πεδίου, ήταν εξαιρετικά δριμύ. Ξεπεράστηκε όμως στα μέσα της δεκαετίας του 1990 καθώς έλαβε χώρα μία σειρά από μεγάλης κλίμακας πειράματα για την μέτρηση της αναρρίχησης που διεξήχθησαν στο Coastal Engineering Research Center (CERC) του U.S. Corps of Engineers (Briggs et al., 1995) καθώς και από πάρα πολλές αποστολές πεδίου που εμπλούτισαν με υψηλής ποιότητας μετρήσεις πεδίου (Yeh et al., 1993; Synolakis et al., 1995; Imamura et al., 1995; Yeh et al., 1995; Borrero et al., 1997).

Το δεύτερο εμπόδιο για την επίτευξη των προσομοιώσεων της αναρρίχησης έγκειται στην απαίτηση για υψηλής ανάλυσης βαθυμετρικών και τοπογραφικών δεδομένων σε κρίσιμες παράκτιες περιοχές: στις περισσότερες περιπτώσεις, οριζόντια ανάλυση 10-50

μέτρων τοπογραφικών και βαθυμετρικών πλεγμάτων δεδομένων θεωρείται απαραίτητη. Για την περίπτωση της Νήσου Οκουσίρι (Okushiri Island) στην Ιαπωνία, τα δεδομένα που συλλέχθηκαν από το Πανεπιστήμιο του Τοχόκου, για την υποθαλάσσια μετατόπιση του ρήγματος επέτρεψαν τον έλεγχο των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων με τα δεδομένα από τις αποστολές πεδίου που έλαβαν χώρα μετά το tsunami του Hokkaido-Nansei-Okí στις 12 Ιουλίου 1993. Το μοντέλο MOST αποδείχθηκε ότι μπορούσε να υπολογίσει την μέγιστη αναρρίχηση του κύματος στην περιοχή Ομόα του Οκουσίρι στα 32 μέτρα, όπως είχε μετρηθεί. Αυτή η ακρίβεια ήταν δυνατή, όχι μόνο λόγω του κώδικα, αλλά και επειδή υπήρχαν δεδομένα για τη βαθυμετρία και τοπογραφία, με ανάλυση κάθε 5 μέτρα.

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα αντίστοιχης ακρίβειας για να θεμελιωθεί η χρήση του MOST σε διείσδυση σε παραλίες του Ινδικού Ωκεανού. Για παράδειγμα στην περίπτωση των Νήσων Φι-Φι στην Ταϊλάνδη δεδομένα συλλέχθηκαν από το τμήμα Θαλάσσιων Επιστημών του Πανεπιστημίου Chulalongkorn της Ταϊλανδής για το megatsunami της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004, αλλά και για την τοπική βυθομετρία και την τοπογραφία των νησιών. Οι υπολογισμοί που ακολουθούν είναι του συγγραφέα και έγιναν χρησιμοποιώντας το μοντέλο των Stein και Okal (2005) για την υποθαλάσσια μετατόπιση, που χρησιμοποιείται σαν αρχική συνθήκη. Η περιγραφή θα γίνει στο κεφάλαιο 3.4 .



Σχέδιο 2.1. Όψεις της προσομοίωσης του tsunami του 2004 καθώς πλημμυρίζει τους Νήσους Φι-Φι σε (a) 135 λεπτά, (b) 141 λεπτά, (c) 147 λεπτά και (d) 150 λεπτά μετά τον κυρίως σεισμό. Το κάθε παράθυρο είναι μήκους 26.56x33.20 χιλιόμετρα. Όπως παρατηρήθηκε και την 26^η Δεκεμβρίου το tsunami διαδόθηκε πρώτα από την ΒΔ πλευρά των νησιών και μετά από ΝΑ.

2.3. Επεξεργασία των αποτελεσμάτων

Για την απεικόνιση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα MATLAB 7.0.4. με εντολές που δημιουργήθηκαν από του ερευνητές του εργαστηρίου για την μελέτη των tsunami στο Πανεπιστήμιο του USC.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΤΟ MEGATSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ - ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ **ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ**

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΤΟ MEGATSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ - ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ

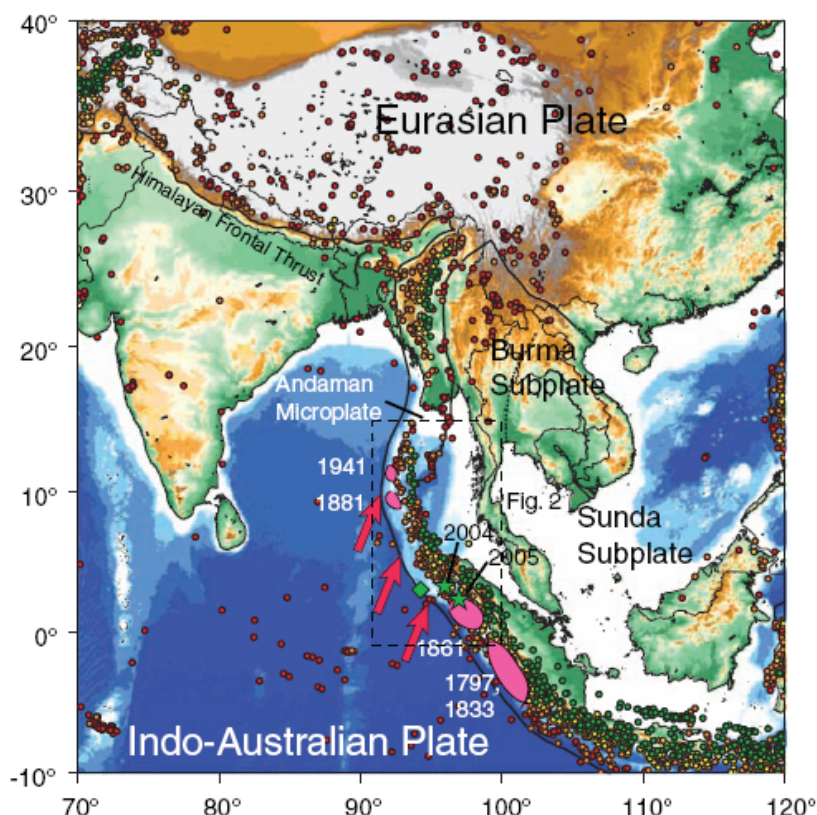
3.1. Το tsunami της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004

Ο κύριος σεισμός ξεκίνησε στις 0:58:53 στην περιοχή ΒΔ της Σουμάτρα (3.3° N, 96.0 ° E) σε βάθος περίπου 30 χιλιομέτρων και διήρκεσε για περίπου 10 λεπτά μετατοπίζοντας περίπου 30 κυβικά χιλιόμετρα υδάτινης μάζας. Η ενέργεια που εκλύθηκε εκτιμάται σε 4×10^{29} dyn-cm τοποθετώντας τον στη δεύτερη θέση των ισχυρότερων καταγεγραμμένων σεισμών και ισοδύναμο με μια βόμβα 250 μεγατόνων. Σύμφωνα με το Geological Society of India σε διάστημα 5 ημερών (26/12/04 – 31/1/2005) οι μετασεισμοί στην περιοχή έφτασαν τους 351.

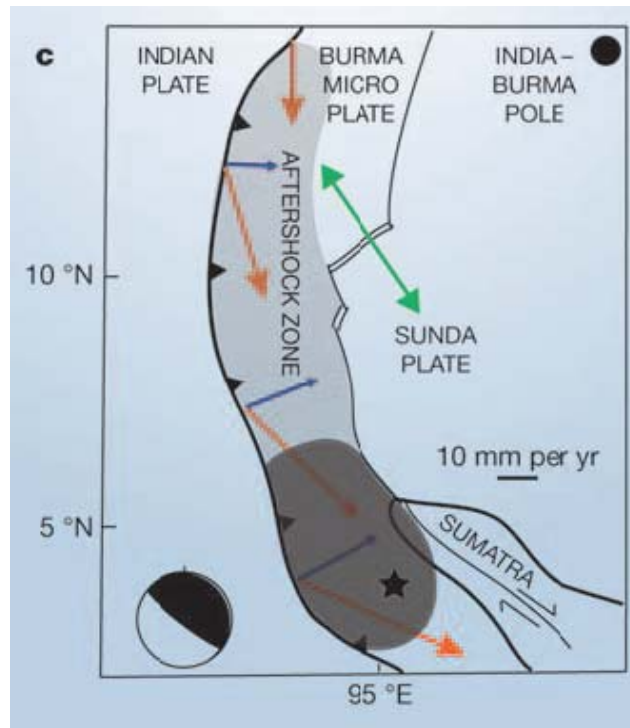
3.1.1. Περιγραφή της περιοχής

Η περιοχή διάρρηξης τοποθετείται στα όρια μεταξύ της Ινδο-αυστραλιανής πλάκας, που κινείται κυρίως προς τα νότια με ταχύτητα 40-50 mm/yr και της νοτιοανατολικής πλευράς της Ευρασιατικής πλάκας που τέμνεται από τις πλάκες Burma και Sunda. Στην ίδια περιοχή συναντάται η τάφρος Άννταμαν, που εισχωρεί στην ζώνη υποβύθισης της Βιρμανία και της Σουμάτρα δημιουργώντας βασικά ρήγματα ανάστροφης διάρρηξης (thrust faults).

Ιστορικά κατά μήκος των ορίων της Ινδο-αυστραλιανής πλάκας και της Ευρασιατικής πλάκας έχουν γίνει μεγάλοι σεισμοί μεγέθους από 8.4 έως και 9 βαθμών, όπως ο σεισμός του 1797, ο σεισμός του 1833 και του 1861. Μόλις ΝΑ από την περιοχή του ρήγματος του 2004, λόγω του σεισμού του 1907 μεγέθους περίπου 7.8 προκλήθηκαν ζημιές στη Βόρειο Σουμάτρα και από τον ίδιο τον σεισμό και από το tsunami που δημιουργήθηκε.



Σχέδιο 3.1. Στον χάρτη απεικονίζονται οι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου του 5 από το 1965 έως την 25^η Δεκεμβρίου 2004 (NEIC). Με κόκκινο χρώμα σημειώνονται οι σεισμοί εστιακού βάθους μικρότερο των 33 km, με εστιακό βάθος 33-70 km απεικονίζονται με πορτοκαλί, με εστιακό βάθος 70-105 km απεικονίζονται με κίτρινο και με πράσινο οι σεισμοί με εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 105 km. Οι περιοχές παλαιότερων μεγάλων σεισμών κατά μήκος του ρήγματος του Σούντα - Άνταμαν παρουσιάζονται με ροζ και οι σεισμοί της 26/12/2004 και της 28/4/2005 με πράσινο αστέρι.

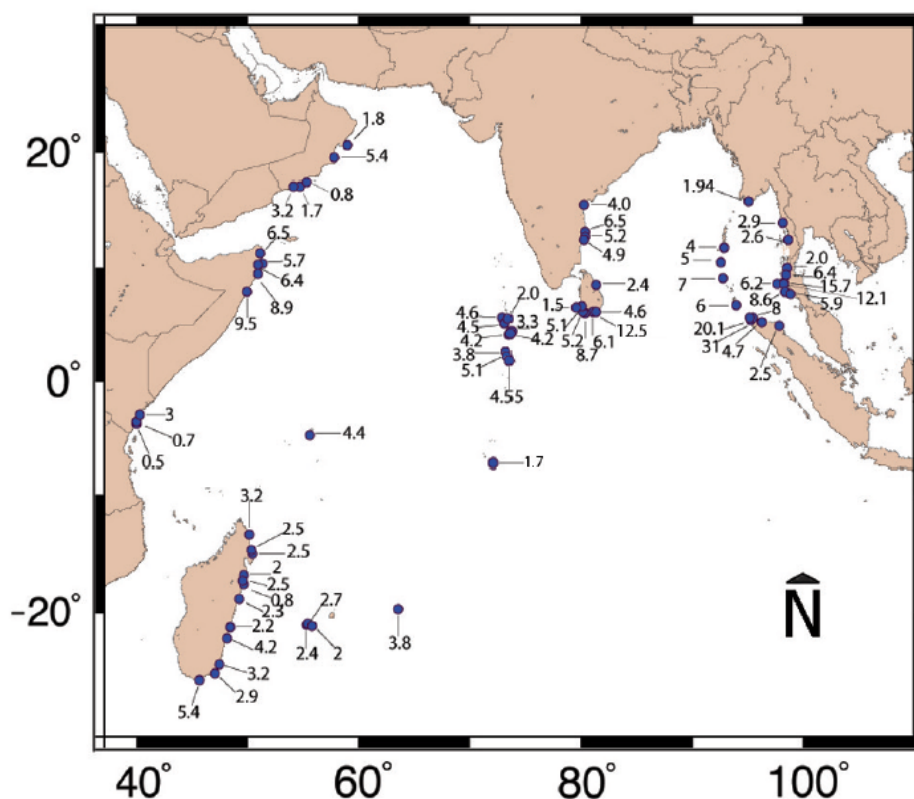


Σχέδιο 3.2. Ζώνη των μετασεισμών (με γκρι χρώμα). Συγκρίνονται η ελάχιστη περιοχή της γρηγορότερης ολίσθησης (με σκούρο γκρι χρώμα, η οποία αντιστοιχεί στο 1/3 της ζώνης διάρρηξης) όπως εκτιμήθηκε από τα P - κύματα, με την πιθανή περιοχή της αργότερης ολίσθησης (η οποία αντιστοιχεί στο βορειότερο τμήμα της περιοχής του ρήγματος όπως προέκυψε από την εξέταση των normal modes). Με το άστρο απεικονίζεται το επίκεντρο του σεισμού του 2004 (Stein & Okal 2005).

3.2 Οι αποστολές πεδίου στον Ινδικό Ωκεανό για το megatsunami του 2004

Πριν από το 2004 πρακτικά όλες οι εξερευνήσεις διεξήχθησαν από μία και μοναδική διεθνή ομάδα, γνωστή ως International Tsunami Survey Team (ITST), η σύσταση της οποίας άλλαζε με το γεγονός. Ενώ φυσικά όλες οι ομάδες δεν έκαναν μετρήσεις για το εύρος της πλημμύρας στις ίδιες περιοχές σε κάθε αποστολή, η ITST συντόνισε τις μετρήσεις και πολλές από κοινού δημοσιεύσεις εκδόθηκαν για να

περιγράψουν τα γεγονότα. Αυτό επιβεβαιώνει και τον ομοιόμορφο έλεγχο ποιότητας, καθώς η μέθοδος των εξερευνήσεων είχε προσυμφωνηθεί και οι μετρήσεις ακολουθούσαν παγιωμένα πρωτόκολλα (Synolakis and Okal, 2005).



Σχέδιο 3.3.
Χάρτης του Ινδικού Ωκεανού με χαρακτηριστικές μετρήσεις αναρρίχησης που διεξήχθησαν από την ομάδα ITST.

3.2.1. Σουμάτρα

Η πρώτη αποστολή είναι αυτή στο Μπάνντα Άτσε που περιγράφεται στα άρθρα Borrero (2005a, 2005b, 2006) και αργότερα συμπληρώθηκε από άλλες αποστολές. Ο Δρ. Jose Borrero ήταν ο πρώτος επιστήμονας που εισήλθε στην περισσότερο πληγείσα περιοχή του Ινδικού Ωκεανού στις 3 Ιανουαρίου 2005. Οι αναφορές του στην ιστοσελίδα www.usc.edu/dept/tsunamis όπου εξιστόρησε την αποστολή του είχε τον Ιανουάριο του 2005 30.000.000 επισκέψεις. Στο άρθρο Borrero et

al (2006) περιγράφεται η έκταση της πλημμύρας ξεκινώντας από το Μεντάν στα ΒΑ της Σουμάτρα με πορεία προς τα ΒΔ στο Άτσε, περιλαμβάνοντας και αποτελέσματα από τρεις διαφορετικές αποστολές. Κοντά στο Μεντάν, στο Ίντι, το ύψος του κύματος ήταν 2.5 μέτρα τονίζοντας την επιλεκτική πορεία του tsunami. Στις αναφορές γίνεται λόγος για την άφιξη δύο κυμάτων 90 λεπτά μετά την ισχυρή δόνηση του εδάφους που κράτησε 10 λεπτά στην Παντεράγια (Panteraja). Ακόμη πιο ψηλά στο Κρενγκ Ράγια (Kreung Raya), οι αναφορές κάνουν λόγο για την μετακίνηση μιας δεξαμενής πετρελαίου, και γίνεται συζήτηση για το ότι δεν ήταν δυνατή η εξακρίβωση αν προκλήθηκε από το tsunami ή από τον σεισμό. Στην ίδια περιοχή, οι Tsuji et al (2005) αναφέρουν ότι ξεβράστηκαν τρεις δεξαμενές πετρελαίου. Οι μετρήσεις του βάθους ροής των δύο ομάδων συμπίπτουν, με την πρώτη να αναφέρει 5 μέτρα και την δεύτερη 6 μέτρα. Συνεχίζοντας Βόρεια προς την Παντεράγια, το ύψος του κύματος μετρήθηκε 4.7 μέτρα, η διεύθυνση του κύματος 1 χιλιόμετρο και η άφιξη του κύματος 30 λεπτά μετά τον σεισμό. Στο Μπάνντα Άτσε που βρίσκεται στο βορειότερο άκρο της Ινδονησίας, η διεύθυνση του κύματος άγγιξε σε κάποιες περιοχές τα 4 χιλιόμετρα, την στιγμή που το βάθος ροής κοντά στην ακτογραμμή ξεπερνούσε τα 9 μέτρα.

Η πιο σοβαρή καταστροφή αναφέρθηκε στο Λόνγκα (Lhoknga) μόλις νότια από το Μπάνντα Άτσε, όπου απογυμνωμένοι φλοιοί δέντρων κατά μήκος της ακτής υποδείκνυαν βάθη ροής έως και 13 μέτρα. Σε ένα εργοστάσιο παραγωγής τσιμέντου που βρίσκεται περίπου 1 χιλιόμετρο στην ενδοχώρα, τεκμηριώνεται το γεγονός ότι το βάθος ροής είναι περίπου 20 μέτρα πάνω από το έδαφος. Πολύ κοντά, μια φορτηγίδα μήκους 90 μέτρων που χρησιμοποιούνταν για τη μεταφορά

κάρβουνου ξεβράστηκε περίπου 160 μέτρα στο εσωτερικό. Οι Borrero et al (2005) εκτιμούν το μέγιστο ύψος κύματος έως και τα 30 μέτρα. Οι Tsuji et al (2005) αναφέρουν στην ίδια περιοχή ύψος κύματος στα 35 μέτρα, παρ' όλο που και τα δύο αποτελέσματα αναφέρονται στη μέγιστη αναρρίχηση του κύματος στο μπροστινό μέρος ενός χαμηλού λόφου περίπου 600 μέτρα από την ακτογραμμή.



Σχέδιο 3.4. Φωτογραφία από δορυφόρο όπου απεικονίζεται η ακτογραμμή κοντά στην περιοχή της Λόνγκα. Με την μαύρη γραμμή σημειώνεται η έκταση της πλημμυρισμένης περιοχής (Borrero et al 2006).

Οι Jaffe et al (2006) περιγράφουν μια άλλη εξερεύνηση της μέσω θαλάσσης μόλις νότια από τον σεισμό των Χριστουγέννων του 2004 με δύο διαφορετικές ομάδες, από το Πατάνγκ (στη νότιο - κεντρική Σουμάτρα μέχρι το Μπάνντα Άτσε καλύπτοντας τα νησιά Νίας (Nias), Σιμιουλιούε (Simeulue) και τα Μπάνιακς (Banyaks), συλλέγοντας ακόμη και την παράκτια βαθυμετρία. Ενώ η ομάδα προσπαθούσε να

συγκεντρώσει τα στοιχεία, χτύπησε ο σεισμός της 28^{ης} Μαρτίου 2005, μόλις νότια από το σημείο του σεισμού της επομένης των Χριστουγέννων. Η ομάδα αυτή συνέλεξε και δείγματα εναποθέσεων από φερτά συμβάλλοντας στην έρευνα για εναποθέσεις από παλαιο-tsunami.

Επίσης αναφέρουν ότι η αναρρίχηση του tsunami στο βορειότερο σημείο της νήσου Σιμιουλιούε ήταν έως και 10 μέτρα, και στο νοτιότερο κομμάτι του νησιού καθώς και στη Νίας 4 μέτρα. Αρκετά παρακάτω στα νησιά Μπάνιακ η ανύψωση της διείσδυσης του βάθους ροής μειώθηκε στο 1 μέτρο. Το πάχος των εναποθέσεων από το tsunami εκτείνονταν από 5 έως 20 εκατοστόμετρα, με μία μέτρηση να ανέρχεται στα περίπου 70 εκατοστόμετρα. Η ανύψωση του εδάφους λόγω του σεισμού εκτιμήθηκε στα 2.4 μέτρα στο Παλέ Σαλό (Palau Salaut) της Σιμιουλιούε (στην ίδια περιοχή αυτή το ύψος του tsunami εκτιμήθηκε στα 4.9 μέτρα) και η αντίστοιχη υποβύθιση στο Τζαντάνγκ (Jantang) στη βόρειο - δυτική Σουμάτρα στα 2 μέτρα, - όπου η ανύψωση του tsunami έφτασε τα 19.7 μέτρα. Για λόγους σύγκρισης, οι Borrero et al (2006) μέτρησαν το ύψος του κύματος σε τρία νησιά του Μπάνντα Άτσε, το Γουέ (Weh), το Μπριου (Breuh) και το Ντουντάπ (Deudap). Στα δύο τελευταία το ύψος του κύματος εκτείνονταν από 10 έως 20 μέτρα. Στη βόρεια ακτή του Γουέ, ακριβώς απέναντι από το ρήγμα οι Tsuji et al (2005) ανέφεραν ύψος κύματος από 3 έως 6 μέτρα, και 3 μέτρα από την πίσω μεριά ακριβώς απέναντι από το Μπάνντα Άτσε.

Πολύ λίγοι αυτόπτες μάρτυρες από αυτούς που ζούσαν κοντά στην ακτογραμμή επέζησαν στο Μπάνντα Άτσε. Οι προφορικές μαρτυρίες που έχουν καταγραφεί έγιναν από μάρτυρες που ζούσαν στο

εσωτερικό της περιοχής. Οι δύο επιζήσαντες που ήταν παρόντες κοντά στην ακτογραμμή και έδωσαν συνέντευξη στην ομάδα, δεν μπορούσαν να αναφέρουν ολόκληρο το ιστορικό καθώς και οι δύο κατά διαστήματα λιποθυμούσαν, όπως παρασυρόντουσαν από το tsunami. Στο άρθρο του Bearak (2005) υπάρχουν εξάισιες ιστορίες αυτοπτών μαρτύρων.

Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση των Borrero et al (2006) ήταν η μελέτη της αλλαγής της ταχύτητας του προηγηθέντος κύματος όπως συμπεραίνεται από μία ερασιτεχνική ταινία που τραβήχτηκε έξω από το Μεγάλο Τζαμί κοντά στο κέντρο του Άτσε, όπου το βάθος ροής ήταν 2.5 μέτρα. Η ομάδα επιχείρησε να βρει τις τοποθεσίες όπου τραβήχτηκε αυτή η ταινία κατά τη διάρκεια της επίθεσης του tsunami. Χρησιμοποιώντας ταχυμετρικές τεχνικές μοριακών εικόνων, κατάφεραν να συμπεράνουν ότι το εμπρός μέρος του κύματος ενώ αρχικά κινούνταν με μια ταχύτητα της τάξεως περίπου των $2m/s$, ξαφνικά επιτάχυνε και έφτασε σε ταχύτητες μεγαλύτερες των $5m/s$. Πρέπει να εξερευνηθεί αν αυτή η απότομη αύξηση οφείλεται σε μία επερχόμενη άφιξη ενός άλλου κύματος ή σε μια συμπεριφορά ρευματικής μορφής.

3.2.2. Μαλαισία, Ταϊλάνδη και Βιρμανία και Μπανγκλαντές

Οι Yalciner et al (2005) αναφέρουν την καταστροφή στην Μαλαισία, μόλις βόρεια από το Άτσε. Το tsunami προσέγγισε το νησί Λανγκάουι (Langkawi) στα νότια και την Πενάνγκ (Penang) στα βόρεια. Έπειτα, αντανακλώμενο από την Ασιατική Ήπειρο, κατευθύνθηκε ακριβώς απέναντι πάλι προς το νησί Πενάνγκ περίπου 25 χιλιόμετρα μακριά από την ηπειρωτική χώρα. Και στις δύο περιοχές έκανε την εμφάνισή του

σαν κύμα με αρχική υποχώρηση (LDN ή Leading Depression N-Wave), έχοντας ως μέγιστη τιμή ύψους τα 3 μέτρα. Επίσης, οι Yalciner et al (2005) επισημαίνουν ότι οι 50 θάνατοι στο νησί, κρίνονται αδικαιολόγητοι, δοθείσης της ελάχιστης συνολικής καταστροφής, σε αντίθεση με το Κουάλα Μούντα (Kuala Muda), περίπου 27 χιλιόμετρα βορείως του Πενάνγκ, όπου οι επίπεδες εκτάσεις κοντά στην κοίτη ενός ποταμού πρέπει να επέτρεψαν την εύκολη πλημμύρα και την εκτενή καταστροφή, όπως και παρατηρήθηκε. Οι 27 από τους θανάτους στο Πενάνγκ ήταν στο Πασίρ Πανζάνγκ (Pasir Panjang) και οι 23 στην παραλία του Μαϊάμι (Miami), ακριβώς γιατί ήταν δύσκολη η άμεση εκκένωση της περιοχής εξ' αιτίας των ψηλότερων των 2 μέτρων κρηπιδοτείχων στο πίσω μέρος των παραλιών, που το πλάτος τους ήταν κάτω από 200 μέτρα.

Η Sirirong (2006) αναφέρεται στην από κοινού αποστολή πεδίου που έλαβε χώρα στην Ταϊλάνδη μεταξύ Κορεατών και Ταϋλανδέζων επιστημόνων. Ενώ η παραλία του Πατόνγκ στο νησί του Φουκέτ (Phuket) ήταν το μέρος που δέχτηκε την μεγαλύτερη δημοσιότητα (εξ' αιτίας της μεγάλης πυκνότητας των αλλοδαπών τουριστών), εντούτοις το μεγαλύτερο ύψος κύματος παρατηρήθηκε στο Κεϊπ Κόραλ (Cape Coral) στην επαρχία Πανγκ-νγκα (Phang-nga), περίπου 120 χιλιόμετρα βόρεια από το Πατόνγκ. Η δυτική πλευρά του Φουκέτ έγινε μάρτυρας μεγάλου ύψους κύματος, το οποίο εκτείνονταν στα 5 μέτρα στα πιο πολλά μέρη και, στις παραλίες όπου ήταν εγκατεστημένα τα τουριστικά θέρετρα, το ύψος του κύματος έφτασε τα 9 μέτρα. Η αναφορά περιγράφει με λεπτομέρειες την ερήμωση του Κεϊπ Κόραλ. Το ακρωτήριο αυτό έχει σχήμα γάντζου με όψη προς το Βορρά. Το tsunami απέκοψε ολοκληρωτικά το άκρο αυτό, μια εκτενή περιοχή 50 επί 250

μέτρων. Ένα γειτονικό ξενοδοχείο υπέστη ολοκληρωτική καταστροφή, και τα περισσότερα θύματα ήταν Σουηδοί. Όπως έγινε αντιληπτό το tsunami χτύπησε και από τις δύο κατευθύνσεις, όπως είχε παρατηρηθεί παλαιότερα από τους Synolakis et al (1997), σαν περιοχή μέγιστου κινδύνου.

Η Sirirong (2006) αναλύει και δεδομένα από παλιρροιογράφους στις ακτές της Ταϊλάνδης. Το tsunami επιτέθηκε στο Σατούν (Satun) στην νότια Ταϊλάνδη, σχεδόν 2.5 ώρες μετά την άφιξη στο Φουκέτ. Ενδιαφέρον παρουσιάζει ότι οι μεταγενέστερες αφίξεις οφείλονται είτε στην τοπογραφία είτε στην έκταση της ακτής, διαφορετικά δεν μπορούν να αναμένονται - μια πρώτη εξέταση της περιοχής δείχνει ότι η πηγή βρισκόταν μόλις 500 χιλιόμετρα μακριά. Μια εκτίμηση της περιόδου των κυμάτων μπορεί να δοθεί από τις καταγραφές των παλιρροιογράφων, με τον παλιρροιογράφο του Φουκέτ να καταγράφει περιόδους ταλαντώσεων των ακτών στα 32.5 λεπτά, ενώ οπουδήποτε αλλού το εύρος της περιόδου ήταν από 53 μέχρι 83 δευτερόλεπτα. Περαιτέρω προσοχή στον παλιρροιογράφο του Φουκέτ έδωσαν οι Dalrymple and Kriebel (2005), οι οποίοι παρατήρησαν ότι κατέγραψε την πρώτη άφιξη του κύματος σαν αρχικώς υποβαθμιζόμενο N-κύμα (Leading-Depression N-Wave) (Tadepalli and Synolakis, 1994) με διάρκεια 20 λεπτών ακολουθούμενο από δύο σφοδρές επιθέσεις αρχικά ανυψωμένων κυμάτων.

Στην επαρχία Ραρόνγκ (Rarong), περίπου 220 χιλιόμετρα από το Φουκέτ, η Sirirong (2006) σχολιάζει πως η καταστροφή ήταν έντονη στην αμμώδη παραλία και λιγότερη πίσω από τις περιοχές που προστατεύονταν από τα υδρόβια φυτά. Έπειτα συσχετίζει την καταστροφή με έναν κανονικοποιημένο πίνακα διαφοροποίησης της

χλωρίδας (normalized vegetation difference index (NDVI)), τον οποίον η ίδια συμπέρανε από τα δεδομένα των Landsat. Συμπεραίνοντας αναφέρει "μεγάλης έκτασης ύψη κύματος εμποδίστηκαν από το πυκνό δάσος των υδρόβιων φυτών". Στην Ταϊλάνδη, τα φυτά αυτά κατά το 1961 κάλυπταν μια έκταση 3.680 km², ενώ το 2002 είχαν απομείνει μόλις 2.400 km². Οι Chang et al (2006) συνδυάζουν τα δεδομένα που στάλθηκαν από τους δορυφόρους για την καταστροφή της Ταϊλάνδης με τα δεδομένα από το VIEWS, ένα σύστημα που βασίζεται σε μια φορητή συλλογή δεδομένων πεδίου και σε ένα σύστημα απεικόνισης για την αναγνώριση των κινδύνων μέσω της συλλογής γεωλογικών παρατηρήσεων από τις καταστροφές, και από τα ίχνη τους. Κατάφεραν να συνδυάσουν την ένταση του χτυπήματος από το tsunami μεταξύ των γειτονικών περιοχών. Οι περιοχές που προστατεύτηκαν από τα υδρόβια φυτά φανερώνουν καταστροφή 5 βαθμών στην 12-βάθμια κλίμακα, ενώ οι περιοχές που "εκτέθηκαν" 9 βαθμών, συμπεράσματα αντίστοιχα με αυτά της Siripong (2006).

Οι Dalrymple και Kriebel (2005) παρατήρησαν ότι πίσω από περιοχές με μεγάλο πλάτος και βλάστηση με αμμόλοφους η καταστροφή περιοριζόνταν. Αναφερόμενοι στους μικρούς κρηπιδότοιχους, έγραψαν: "Κατά μήκος της περιοχής με επαγγελματική δραστηριότητα στην παραλία Πατόνγκ, είχαν δημιουργηθεί ανοίγματα για την πρόσβαση των πεζών στην παραλία. Η καταστροφή στα μαγαζιά στο εσωτερικό της χώρας εμφανίζεται να συσχετίζεται με αυτά τα ανοίγματα." Ενώ εξ' αρχής αυτό δεν αναμένεται, καθώς τα tsunami είναι τόσο μακρά κύματα που δεν θα έπρεπε να είναι τόσο ευαίσθητα σε τόσο μικρά τοπογραφικά χαρακτηριστικά. Το ίδιο είχε παρατηρηθεί και στην αποστολή στο Ελ Τρανζίτο της Νικαράγουα (Synolakis et al, 2005).

Ακόμη, οι Kanoglu και Synolakis (1998) είχαν σχολιάσει πώς το μέγιστο ύψος κύματος των μακρών κυμάτων εξαρτάται πάρα πολύ από το τελευταίο τοπογραφικό κομμάτι της ακτής που συναντά το tsunami.

Η περιγραφή των Dalrymple και Kriebel (2005) σχετικά με την καταστροφή στο Φι-Φι Ντον (Phi Phi Don), ενός πολύ δημοφιλούς νησιωτικού θερέτρου όπου 2000 άνθρωποι πέθαναν, αξίζει να συζητηθεί. Το Φι-Φι Ντον βρίσκεται 40 χιλιόμετρα ανατολικά του Φουκέτ και κάθε κύμα χτύπησε δύο φορές την περιοχή (της οποίας η μορφή θυμίζει Η), που αποτελείται από δύο νησιά συνδεδεμένα μεταξύ τους με έναν στενό αμμώδη ισθμό 100 μέτρων με κατεύθυνση από ανατολή προς δύση. Βασιζόμενοι σε φωτογραφικά αποδεικτικά στοιχεία, κατέληξαν ότι αρχικά το tsunami επιτέθηκε από τον Βορρά με ύψος κυμάτων τα 5 μέτρα τα οποία υπερκέρασαν τον ισθμό. Όταν ένα άλλο τμήμα του ίδιου κύματος επιτέθηκε από τον Νότο, μετέφερε στο εσωτερικό της χώρας τα ξεβρασμένα συντρίμια. Το ίδιο συμπέρασμα αποδεικνύεται και από το μοντέλο προσομοίωσης του υποφαινόμενου στο σχέδιο 3.18 .

Η αποστολή στην ακτή της Βιρμανίας περιγράφηκε από τον Swe (2006), συνοψίζοντας τη δημοσίευση των Satake et al (2006). Στο Δέλτα του Αγεγαρουάντυ (Ayeyarwaddy Delta) στην πιο νότια χερσόνησο της Βιρμανία, περίπου 180 χιλιόμετρα ΝΔ του Γιανγκόν (Yangon (Ragoon, της πρωτεύουσας)), 25 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους και περισσότεροι των 1000 επηρεάστηκαν, παρ' όλο που το βάθος ροής του tsunami δεν ξεπερνούσε τα 2.3 μέτρα. Η περιοχή χαρακτηρίζεται ως ένα τυπικό επίπεδο δέλτα με πολυάριθμους παραποτάμους όπου η ροή επάνω στη στεριά μπορεί να εξαπλωθεί προς πολλές κατευθύνσεις. Φαινομενικά, την πιο ισχυρή καταστροφή

πρέπει να υπέστη το χωριό Καργέτ Θονγκ (Karyet Thaung) όπου 130 καλύβες καταστραφήκανε. Στην παραλία Μονγκμαγκάν (Maungmagan), στη δυτική πλευρά της Βιρμανία περίπου 350 χιλιόμετρα ΝΑ του Γιανγκόν, το "ύψος του tsunami" ήταν 1.8 μέτρα. Οι αυτόπτες μάρτυρες ανέφεραν την άφιξη τριών κυμάτων.

Γενικά, η αποστολή στη Βιρμανία δε βρήκε αναρρίχηση του tsunami ή βάθος ροής μεγαλύτερο των 2.9 μέτρων. Όπως αναφέρθηκε, το ύψος του κύματος δεν ξεπερνούσε αυτό της ψηλότερης παλίρροιας, μαρτυρία την οποία η ομάδα μετέφρασε ως ύψος που δεν ξεπερνούσε την υψηλότερη στάθμη καταιγίδας κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Οι μετρήσεις εξηγούν των μικρό αριθμό των απωλειών σε σύγκριση με την Ταϊλάνδη, 71 απώλειες αναφέρθηκαν στη Βιρμανία σε αντίθεση με τους 5395 νεκρούς στη γειτονική Ταϊλάνδη, μια διαφορά η οποία αρχικά προκάλεσε υποψίες στα μέσα μαζικής ενημέρωσης. Οι Satake et al (2006) θεωρούν ότι ο μικρότερος αντίκτυπος - τουλάχιστον στη ΝΔ Βιρμανία – τοποθετείται βόρεια από τα σύνορα της Ταϊλάνδης με τη Βιρμανία, κατά πάσα πιθανότητα εξ' αιτίας των πολυάριθμων νησιών στο Αρχιπέλαγος Μιεϊκ (Myeik Archipelago). Τα χαρακτηριστικά χαμηλά ύψη του βάθους του αρχιπελάγους μπορεί επίσης να είναι ένας παράγοντας, καθώς και ο προσανατολισμός σε σχέση με την πηγή. Όπως είναι εμφανές, οι περισσότεροι αυτόχθονες ζούνε σε επίπεδες περιοχές. Γι' αυτό το λόγο θεωρείται απαραίτητη η περαιτέρω ανάλυση του βορείου τμήματος της ζώνης υποβύθισης της Σούμαρα για την ανάπτυξη αντιπλημμυρικών χαρτών, έτσι ώστε να προστατεύεται ο λαός της Βιρμανία από πιθανές μελλοντικές ρήξεις.

Οι Synolakis και Kong (2006) αναφέρουν ότι στο γειτονικό Μπανγκλαντές στα ανατολικά της Βιρμανίας, η σύγκρουση αναφέρθηκε

ως ήπια, καθώς υπήρχαν μόνο δύο παιδιά που έχασαν τη ζωή τους και το ένα από αυτά την στιγμή που ήταν πάνω σε μια βάρκα. Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στο Σιτακόνγκ (Chittakong), περίπου 220 χιλιόμετρα ΝΔ της Ντάκα (Dhaka), την πρωτεύουσα, όπου έγιναν αναφορές για τρικυμίες στη λίμνη Ντανμονντί (Dhanmondi). Ένας αστυνομικός που την ώρα εκείνη ήταν εν ώρα υπηρεσίας ανέφερε "Εντελώς ξαφνικά είδα ότι υπήρχαν τεράστια κύματα μέσα στη λίμνη που κινούνταν από την μία όχθη μέχρι την άλλη. Συνειδητοποίησα ότι πρέπει να ήταν σεισμός. Κράτησε για δύο ώρες". Μία παραπλήσια αναφορά δόθηκε και για τη λίμνη Καπταί (Kaptai), περίπου 40 χιλιόμετρα ΒΑ του Σιτακόνγκ (Chittakong), όπου η δόνηση δημιούργησε "μεγάλα κύματα".

3.2.3. Ινδία και τα νησιά Άνταμαν – Νικομπαρ (A&N)

Οι Yeh et al (2006) αναφέρουν την καταστροφή στη ΝΑ Ινδία, απέναντι από την περιοχή της πηγής. Το tsunami έφτασε "σχεδόν ομοιόμορφα" κατά μήκος της ΝΑ ακτής, 2 ώρες και 40 λεπτά μετά τον σεισμό, εκτιμώντας ένα μήκος κύματος μεταξύ του πρώτου και του δεύτερου κύματος, της τάξεως των 430 χιλιομέτρων και περιόδου 40 λεπτών. Ιδιαίτερα προσπάθησαν να διαφοροποιήσουν τα τοπικά splash up από τα βάθη ροής. Κατά μήκος των 600 χιλιομέτρων της ακτογραμμής που κάλυψε η αποστολή το ύψος του κύματος ήταν "σχεδόν ομοιόμορφο" από 2.2 έως 5.5 μέτρα. Τραγικό είναι το γεγονός ότι παρ' όλο που το ύψος του κύματος ήταν σχετικά μικρότερο από αυτό που παρατηρήθηκε στην Σρι Λάνκα, στην Ταϊλάνδη ή στο Άτσε, 8600 άτομα πέθαναν εκ των οποίων τα 6065 μόνο στο Ναγκαπατινάμ

(Nagappatinam). Οι συγγραφείς σχολιάζουν το γεγονός ότι τα περισσότερα θύματα πνίγηκαν σε βάθη ροής 1.5 έως 2 μέτρα. Μια καινοτόμος παρατήρηση ήταν ο συσχετισμός της καταστροφής με το πλάτος του ηπειρωτικού κελύφους · όπου το ύψος του κύματος ήταν μεγαλύτερο το κέλυφος ήταν πλατύτερο.

Οι Ramanamurthy et al (2005) αναφέρουν για την καταστροφή στα νησιά Άννταμαν - Νίκομπαρ τα οποία βρίσκονται ακριβώς επάνω στη ζώνη υποβύθισης της πλάκας της Βιρμανίας. Τα εικοσιδύο αυτά νησιά, εκ των οποίων κατοικούνται τα δώδεκα, ανήκουν στην Ινδία. Εκτενής υποβύθιση και ανύψωση που σχετίζονταν με τον σεισμό παρατηρήθηκαν σε διαφορετικές περιοχές. Οι συγγραφείς σημειώνουν ότι οι ιστορικές καταγραφές συνιστούν ύψη κύματος 4 μέτρα στην πρωτεύουσα Πορτ Μπλερ (Port Blair) το 1868, "0.76 μέτρα στο Καρ Νίκομπαρ (Car Nicobar) και "1.22" μέτρα στο Πορτ Μπλερ το 1881. Βορειότερα στα νησιά South Andaman, το ύψος του κύματος κατά τη διάρκεια του megatsunami κυμαίνονταν από 1.5 έως 4.5 μέτρα και έκταση πλημμύρας 100 έως 250 μέτρα. Στα νησιά Little Andaman αναφέρθηκε ύψος κύματος 5 μέτρων. Στα δύο νησιά Νίκομπαρ, το ύψος κύματος ήταν από 3 έως 7 μέτρα με μέγεθος πλημμύρας 50 έως 1000 μέτρα. Οι συγγραφείς αποδίδουν τις διαφορές στην υποβύθιση των νησιών Νίκομπαρ, σε αντίθεση με τις συνήθεις παρατηρήσεις που συμβαδίζουν με τις υδροδυναμικές παραμέτρους. Το μεγαλύτερο ύψος κύματος κατά τη διάρκεια του μεγασεισμού στα νησιά A&N μετρήθηκε στην περιοχή Mallaca, στο Καρ Νίκομπαρ. 1138 άτομα πέθαναν στο νησί αυτό. Μία άλλη όψη της αναφοράς των Ramanamurthy et al (2005) ήταν η ραγδαία χρήση της αναπτυσσόμενης "φορητής" διαφορικής χρήσης των GPS που επέτρεψε την μέτρηση πολυάριθμων

τοπογραφικών τομών στις ίδιες περιοχές με αυτές που υπάρχουν καταγραφές για ύψη κυμάτων. Τέλος, οι Ramachandran et al (2005) συζητούν για την οικολογική καταστροφή στα νησιά A&N.

Ο Eskijian (2006) αναφέρεται στην καταστροφή στα λιμάνια του Τσενναϊ στην ηπειρωτική Ινδία και στο Πορτ Μπλερ στο νησί South Andaman. Στο Τσενναϊ δεν υπήρχε κανένα σύστημα προειδοποίησης και κανένα σχέδιο δράσης, ήταν εντελώς απροετοίμαστο. Σε αντίθεση, στο Πορτ Μπλερ, όπου το πρωτόκολλο επέτασσε ότι σε περίπτωση σεισμού, όλα τα σκάφη πρέπει να εγκαταλείψουν το λιμάνι το γρηγορότερο δυνατόν. Τα περισσότερα σκάφη μπόρεσαν να αναχωρήσουν. Έτσι ήταν μικρή η ζημιά στην υποδομή του λιμανιού, ως άμεσο αποτέλεσμα του tsunami. Το tsunami έφτασε στο Τσενναϊ σε 1 ώρα και 25 λεπτά αφού χτύπησε το Πορτ Μπλερ. Ο Eskijian (2006) θεωρεί ότι εξ' αιτίας του σεισμού το δορυφορικό πιάτο περιστράφηκε και διακόπηκαν οι επικοινωνίες με το INSAT 3C. Ο Synolakis (2005) διαφωνεί. Εξ' αιτίας της ζημιάς που προκλήθηκε σε μια ναυτική βάση, κάποιες επικοινωνίες είναι γνωστό ότι επέζησαν, και ότι παραμένει ανεξιχνίαστο γιατί δεν υπήρχε καμία προειδοποίηση στην ηπειρωτική χώρα ή στην Σρι Λάνκα. Χιλιάδες ανθρώπων θα μπορούσαν να είχαν σωθεί, καθώς υπήρχε αρκετός χρόνος περισσότερος των 90 λεπτών, ώστε να επιτευχθεί η εκκένωση των περισσότερο δημοφιλών ακτών.

Όπως αναμενόταν εξ' αιτίας της απλής διάθλασης υπήρχε αντίκτυπος και στη ΝΔ Ινδία. Οι Kurian et al (2005) περιγράφουν την πλημμύρα και τις μορφολογικές αλλαγές κατά μήκος της ακτής Κεράλα (Kerala), από το Μαντζεσταουαράμ (Manjeshawaram) στο Βορρά μέχρι το Ποσιούρ (Poshiyur) στον Νότο. Το ύψος του κύματος κυμαίνονταν από

1.5 έως 3 μέτρα. Όπως επισημάνθηκε και αλλού, ενδιαφέρον παρουσιάζει το σχόλιο των συγγραφέων για το πόσο περιορισμένη ήταν η καταστροφή σε μερικές περιοχές και "πως σε άλλες περιοχές το φαινόμενο ήταν πλήρως κατακτητικό". Και αυτό αναμενόταν, καθώς παραπλήσια δείγματα είχανε περιγραφεί σε πολλές αποστολές τα τελευταία 15 χρόνια (Synolakis and Okal, 2005, Synolakis et al, 2005) και υπογράμμιζαν έντονα την ανάγκη ανάπτυξης ειδικών αντιπλημμυρικών χαρτών για το συγκεκριμένο σενάριο και την συγκεκριμένη τοποθεσία για χρήσεις στην πολιτική άμυνα.

3.2.4. Σρι Λάνκα

Οι Goff et al (2006) αναφέρουν λεπτομερώς την αποστολή της EERI/NSF στην Σρι Λάνκα, η οποία άρχισε στις 8 Ιανουαρίου 2005. Μια σύντομη περίληψη έχει ήδη δημοσιευτεί από τους Liu et al (2005). Μία άλλη ομάδα από την Ιαπωνία δούλεψε στην Σρι Λάνκα ξεκινώντας στις 4 Ιανουαρίου, αλλά οι δύο ομάδες δεν συνεργάστηκαν, λόγω της πολυπλοκότητας των επικοινωνιών.

Η ομάδα της EERI αναλύει την τεκτονική σύνθεση και την σεισμικότητα σε μία προσπάθεια να εξηγήσει το πόσο απροετοίμαστη ήταν η Σρι Λάνκα και την καινοτομία του φαινομένου για τους γηγενείς. Η ομάδα περιγράφει την εκτενή καταστροφή στις υποδομές, περίπου 690 χιλιόμετρα των διεθνών δρόμων καταστράφηκαν, επιπλέον από τα 1100 χιλιόμετρα του επαρχιακού δικτύου, ενώ το 13% των παράκτιων σπιτιών υπέστη ολοκληρωτική ή μερική καταστροφή. Το tsunami έφτασε σαν ένα αρχικώς ανυψωμένο κύμα μόλις λίγο πριν συμπληρωθούν 2 ώρες από τον σεισμό στις 3:10 U.T. ,

στις 9:10 τοπική ώρα. Αναφέρθηκαν ένα έως τρία κύματα ανάλογα με την περιοχή. Η μέγιστη ανύψωση του tsunami ήταν 10 μέτρα στο Τρινκομάλεε (Tricomalee) στη ΒΑ μεριά του νησιού, 7 μέτρα στο Καλμουνεϊ (Kalmunai) και νοτιότερα ακόμη πιο κοντά στο νοτιότερο άκρο της Σρι Λάνκα μέσα σε ένα εθνικό πάρκο στο Γιάλε (Yale) μετρήθηκε στα 4.6 μέτρα . Το ενδιαφέρον στο Γιάλε, είναι ότι, ενώ το ύψος ροής στην περιοχή δεν ήταν ανάμεσα στα υψηλότερα που αναφέρθηκαν στην Σρι Λάνκα, η καταστροφή ήταν ολοκληρωτική. Οι περισσότεροι αν όχι όλοι από τους διαμένοντες στο μοναδικό τοπικό ξενοδοχείο πέθαναν επειδή καταπλακώθηκαν από φερτά του tsunami. Όπως συμπέρανε η ομάδα από τις συνεντεύξεις με επιζήσαντες από άλλες περιοχές, οι αμμόλοφοι που βρίσκονταν μπροστά από το ξενοδοχείο είχαν μετακινηθεί έτσι ώστε να βελτιωθεί η θέα των επισκεπτών του ξενοδοχείου, προφανώς με καταστροφικά αποτελέσματα.

Οι Goff et al (2006) κάνουν αναφορά για την καταστροφή στην Χαμμπαντότα (Hambandota), μόλις νοτιοανατολικά από το Γιάλε. Καταγράφηκε βάθος ροής 6.1 μέτρων στο κέντρο της πόλης και 11 μέτρα μέγιστο ύψος κύματος στο δυτικότερο μέρος της ακτής της Χαμμπαντότα κατά μήκος του απότομου παραλιακού σχηματισμού. Η πόλη αυτή περικλείεται από τον ωκεανό και μία λίμνη και συχνά χρησιμοποιείται για την προσθαλάσσωση των αεροσκαφών που επισκέπτονται την πρωτεύουσα Κολόμπο (Colombo). Δύο εβδομάδες μετά το συμβάν, τα σπασμένα έπιπλα και ο ρουχισμός των θυμάτων ακόμη κρέμονταν από τα δέντρα σε όλη την πόλη. Αναφέρεται ότι 100 λεωφορεία παρασύρθηκαν μέσα στην λίμνη. Οι επιζήσαντες αναφέρουν ότι περισσότεροι από 1000 άνθρωποι πέθαναν, περίπου το

1/10 του συνολικού φόρου θανάτου στη Σρι Λάνκα. Η παράκτια γεωγραφία ήταν παραπλήσια με της περιοχής Σισσάνο, στην Παπούα Νέα Γουινέα (Synolakis et al 2002), όπου το κύμα ξέπλυνε την στενή αμμώδη έκταση γης, και δεν υπήρχε ούτε η παραμικρή πιθανότητα για εκκένωση της περιοχής. Οι επιβιώσαντες περιπλανιόνταν άσκοπα στην Χαμμπαντότα, με τους περισσότερους να έχουν χάσει πολλά άτομα της οικογένειάς τους.



Σχέδιο 3.5. Απόσυρση της θάλασσας στην πόλη Χικκαντούα βορειοδυτικά του Γκάλλε. Το βέλος δείχνει ένα ναυαγισμένο πλοίο το οποίο φαίνεται οριακά σε μια τυπική ημέρα.

Το Γκάλλε (Galle) είναι η μεγαλύτερη πόλη στη νότιο-δυτική Σρι Λάνκα. Εκεί αναφέρθηκαν βάθη ροής 5.2 μέτρων. Όταν το επισκέφτηκε η ομάδα, στρατεύματα του αμερικανικού ναυτικού και άλλων διεθνών ομάδων είχαν ήδη ξεκινήσει τις προσπάθειες για ανάρρωση. Τα βάθη ροής μειώθηκαν ραγδαία στα βόρεια του Γκάλλε, και το Κολόμπο δεν χτυπήθηκε δυνατά. Κοντά σε έναν σιδηροδρομικό σταθμό στην Πιγιαγκάλα (Piyagala) αναφέρθηκε ότι το βάθος ροής

ήταν 4 μέτρα περίπου 400 μέτρα στο εσωτερικό της χώρας. 800 άτομα έχασαν τη ζωή τους καθώς προσπάθησαν να σκαρφαλώσουν πάνω στο τρένο για να αποφύγουν το tsunami, το οποίο το αναποδογύρισε καθώς το χτύπησε από τα πλάγια. Οι συγγραφείς συμπεραίνουν ότι η καταστροφή από το tsunami εξαρτιόνταν ανάλογα με το αν τα φυσικά και ανθρωπογενή εμπόδια παραμέρισαν ή συγκέντρωσαν την ροή. Ένα από τα συμπεράσματα το οποίο εξερευνήθηκε εκτενέστερα από τους Fernando et al (2005), ήταν ότι η λατομεία των κοραλλιών, η απομάκρυνση των αμμοδινών, και τα φυσικά κανάλια συγκεντρώσανε τη ροή και σε τοπικό βαθμό αυξήσανε την καταστροφή.

3.2.5. Ομάν και Υεμένη

Κινούμενοι τώρα κατά μήκος του Ινδικού Ωκεανού στο δυτικό άκρο της Αραβικής χερσονήσου οι Okal et al (2006a) αναφέρουν σε αυτό το άρθρο τα αποτελέσματα της αποστολής τους στο Oman. Κατέγραψαν 41 μετρήσεις με μέγιστα ύψη "της τάξεως" του 1 - 3 μέτρα, με μια μοναδική τιμή των 5.4 μέτρων στο Αλ Σουσαϊρ (Al Shuaayr) η οποία οφείλονταν σε splash. Οι μεγαλύτερες τιμές ύψους του κύματος μεταξύ 2 και 3.3 μέτρων συλλέχθηκαν στο ΝΔ Ομάν, από το Νταλκάτ (Dhalkut) και το Τακάχ (Taqaah).

Οι συγγραφείς αναφέρουν ότι προσωρινές εκτιμήσεις αφίξεων των κυμάτων είναι επιρρεπείς στις μεγάλες ασάφειες των αναφορών των αυτοπτών μαρτύρων. Υπάρχουν πολλές περιγραφές στο Ομάν ότι το tsunami παρατηρήθηκε να ξεκινά περίπου στη 1 μ.μ. τοπική ώρα (UTC +4), και να κρατά αρκετές ώρες, μέχρι και ολόκληρη την ημέρα. Αυτό

υποστηρίχθηκε πάλι από των υπολογισμό των χρόνων αφίξεων (Titov, 2005).

Το λιμάνι του Σαλάλα (Salalah) είναι ένα από τα κυριότερα τερματικά εμπορευματοκιβωτίων στην Μέση Ανατολή. Σύμφωνα με τις αναφορές του λιμενάρχη, και αρκετούς άλλους υπαλλήλους του λιμανιού, το μήκους 285 μέτρων φορτηγό πλοίο Maersk Mandraki, έσπασε τις αγκυροβολήσεις του στις 1:42 μ.μ. (09:42 UTC), και άρχισε να ταλαντώνεται για αρκετές ώρες μέσα και έξω από το λιμάνι, όπου και πιάστηκε σε δίνες - όλες οι προσπάθειες να το απεγκλωβίσουν χρησιμοποιώντας ρυμουλκά απέβησαν άκαρπες. Το πλοίο τελικά προσάραξε έξω από το λιμάνι σε μία αμμώδη ράβδο στα ανατολικά της κύριας αποβάθρας.

Ομοίως το 292 μέτρων μήκους Maersk Virginia, παραπλήσιου μήκους και χωρητικότητας με το Mandraki, χτυπήθηκε από το tsunami καθώς επιχειρούσε να εισέλθει στο λιμάνι, σε τέτοια έκταση που ο καπετάνιος αναγκάστηκε να περιμένει αρκετές ώρες έξω από το λιμάνι για να προχωρήσει · μέχρι τότε το σκάφος ωθούνταν επάνω στους κυματοθραύστες, όπου και χτυπήθηκε με αποτέλεσμα να προκληθούν μικρές ζημιές. Ως από θαύμα, το Mandraki δεν συγκρούστηκε με άλλα πλοία ή άλλες δομές του λιμανιού, ενώ η ζημιά στο Virginia ήταν μικρή. Ενδιαφέρον παρουσιάζει να σημειωθεί, ότι το ύψος του κύματος στην περιοχή γύρω από το λιμάνι ήταν μικρότερο του ενός μέτρου, υπογραμμίζοντας τον ουσιώδη αντίκτυπο ακόμη και των μικρών tsunami στα μοντέρνα λιμάνια.

Υπάρχουν διάσπαρτες αναφορές για τον αντίκτυπο του tsunami σε άλλες περιοχές. Στην Υεμένη δεν υπήρξαν αποστολές. Αναφορές στα

διαδίκτυο κάνουν λόγο για τον τραυματισμό τριών ψαράδων όταν ένα κύμα ύψους 5 μέτρων χτύπησε την ακτή, ότι υπήρχαν "μόνο" πέντε θάνατοι και ότι υπήρχαν επιπτώσεις σε 2000 οικογένειες ψαράδων, με εκτιμώμενο οικονομικό αντίκτυπο 2 εκατομμύρια US\$. Μια εκτίμηση του UNEP/EEU ανέφερε ότι πάνω από 50 ψαρόβαρκες και 69 εξωλέμβιες καταστράφηκαν ολοκληρωτικά στη Σοκότρα (Socotra) και στο Αλ-Μαχρά (Al-Mahrah) με περισσότερες από 108 βάρκες και 106 μηχανές να έχουν καταστραφεί μερικώς. "Περίπου 1000 παραγάδια, 674 δίχτυα και ένας μεγάλος αριθμός αλιευτικού εξοπλισμού χάθηκαν στην καταστροφή".

3.2.6. Σομαλία, Κένυα, Τανζανία και Νότιος Αφρική

Μακράν, η πιο δύσκολη και παρακινδυνευμένη αποστολή που επιχειρήθηκε ήταν αυτήν στη Σομαλία η οποία αναφέρεται από τους Fritz και Borrero (2006). Δεν υπήρχε κίνδυνος μόνο να μην επιτευχθεί η αποστολή αλλά κινδύνευε και η ζωή των ίδιων των μελών. Από το 1991 η Σομαλία μαστίζονταν από εμφύλιο πόλεμο και αναρχία, περιβαλλοντικό ξεπεσμό, κρίση στον τομέα της υγείας και της οικονομίας, υψηλή πληθυσμιακή πίεση και ανταγωνισμό πάνω από τις λιγοστές πηγές καθώς και φτώχεια. Όπως εμφανίζεται σε μια ολισθαίνουσα κατάσταση, η Σομαλία υπέφερε και από μια τριάδα φυσικών καταστροφών μαστιζόμενη από ταχύτατες πλημμύρες που ακολουθήθηκαν από μια τετραετία διαδοχικών λειψυδριών και τέλος από το tsunami. Οι ανιδιοτελείς υπηρεσίες των Δρ. Fritz και Δρ. Borrero παραμένουν ευρέως ανεκτίμητες.

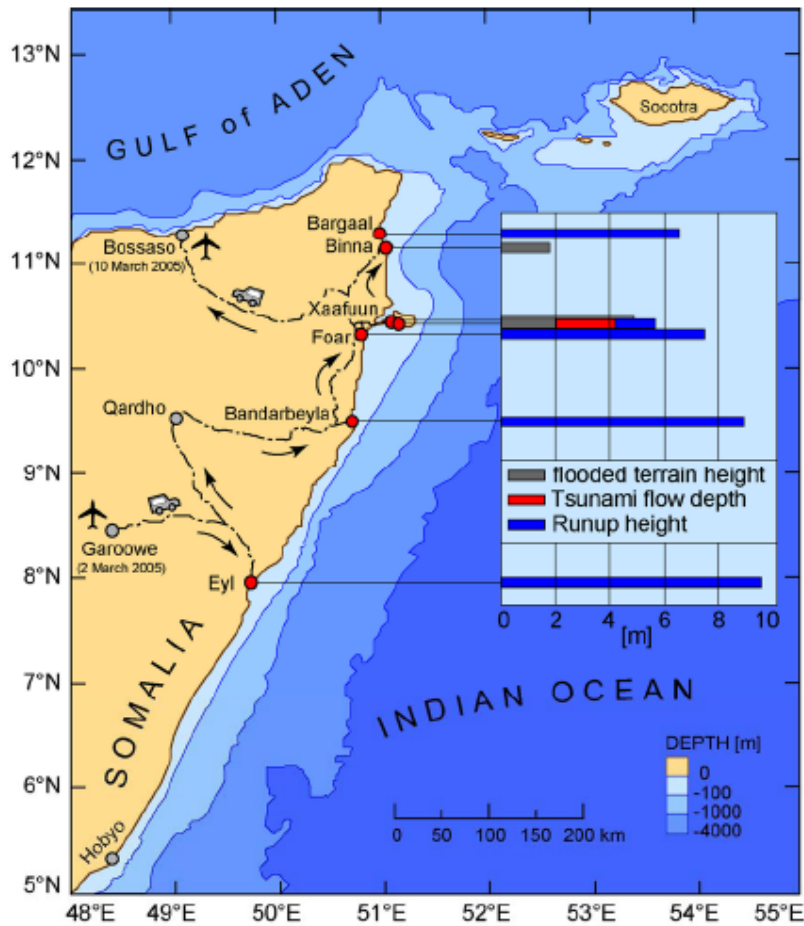
Η ομάδα των δύο συναντήθηκε στο γραφείο των Ηνωμένων Εθνών του Ναϊρόμπι (UNON) στην Κένυα με τον Δρ. Κώστα Συνολάκη. Ο τελευταίος είχε συμφωνήσει να μείνει στο Ναϊρόμπι για να βεβαιωθεί ότι η ομάδα είχε εισέλθει ασφαλώς στη Σομαλία, καθώς τα αεροδρόμια ελέγχονταν - ανάλογα με την εβδομάδα - από διαφορετικούς πολέμαρχους. Αν η ομάδα καθυστερούσε στη Σομαλία, τα "σχέδια" προέβλεπαν την οργάνωση της εκκένωσής τους. Η IOC ενέκρινε τα σχέδια την νύχτα πριν η ομάδα των δύο ήταν έτοιμη να πετάξει για την Σομαλία. Αφού πέταξαν με ένα σκάφος της Κοινής Αεροπορικής Υπηρεσίας των Ηνωμένων Εθνών (UNCAS) εφοδιασμένοι με τις προμήθειές τους, κάλυψαν 1500 χιλιόμετρα με jeep καταλήγοντας στο Βορρά στο Μποσσάσο (Bossaso).

Οι Fritz και Borrero (2006) εξερεύνησαν τις παραλιακές πόλεις Εϊλ (Eyl), Μπαννταρμπεϊλά (Bandarbeyla), Φοάρ (Foar), Ξααφούν (Xaafuun) και Μπαργκάαλ (Bargaal). Το χειρότερο χτύπημα υπήρξε σε μια διαδρομή 650 χιλιομέτρων της ακτογραμμής της Σομαλίας μεταξύ των Γκαρασάντ (Garacad) και Ξααφούν, η οποία σχηματίζει κομμάτι της επαρχίας Πούντλαντ (Puntland Province) κοντά στο Ακρωτήριο της Αφρικής. Σε όλες τις πόλεις παρατηρήθηκαν τουλάχιστον τέσσερα κύματα. Οι αυτόπτες μάρτυρες εκτιμούσαν την ώρα άφιξης γύρω στις 9:00 UTC στις περισσότερες πόλεις κατά μήκος της ακτής του Πούντλαντ, με διάρκεια 3 και 7 ώρες μεταξύ τους, το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τον Titov (2005).

Το tsunami σκότωσε 300 άτομα και προξένησε εκτενή καταστροφή σε καταφύγια, σπίτια, πηγές ύδρευσης, ψαρόβαρκες και εξοπλισμούς. Τα περισσότερα θύματα αναφέρθηκαν κατά μήκος της χερσονήσου του Ξααφούν. Η πόλη του Ξααφούν πλημμύρισε ολοκληρωτικά με βάθη

έως και 2 μέτρα, ύψη κύματος 4-6 μέτρα, ρεύματα 11 *m/sec* και εύρος πλημμύρας 700 μέτρα. Οι ιδιοκτησίες πολλών ανθρώπων που ήταν εγκατεστημένοι σε πόλεις και μικρά χωριά κατά μήκος της ακτογραμμής της Σομαλίας, ιδίως στις βόρειες περιοχές, ερημωθήκανε. Το υψηλότερο ύψος κύματος στη Σομαλία ύψους "σχεδόν 9 μέτρων" καταγράφηκε στη Μπαννταρμπεϊλά.

Οι συγγραφείς εκτιμούν ότι 18000 νοικοκυριά έχουν πληγεί άμεσα και χρειάζονταν άμεση ανθρωπιστική βοήθεια την περίοδο της αποστολής, στα τέλη του Φεβρουαρίου του 2005. Επίσης, σημειώνουν ότι τα αποτελέσματα των μετρήσεων της αναρρίχησης ήταν παραπλήσια των αντίστοιχων που αναφέρθηκαν πιο βόρεια, στο Ομάν (Okal et al., 2006a) και επίσης πιο νότια στη Μαδαγασκάρη (Okal et al., 2006b) καθώς επίσης και στα νησιά Ριγιούνιον και Ροντρίγκεζ (Okal et al., 2006c). Παρ' όλο που βρίσκεται πολύ μακριά από το επίκεντρο, υπήρχαν πιο πολλές οικοδομικές ζημιές και απώλειες στη Σομαλία. Η ακτή του Πούντλαντ - όπως ερευνήθηκε από τους Fritz και Borrero (2006)- ήταν η πιο ισχυρά χτυπημένη περιοχή δυτικά της περιοχής της ινδικής υποηπείρου.



Σχέδιο 3.6.
Απεικονίζεται η διαδρομή που ακολούθησαν οι Δρ. Borrero και Fritz κατά την αποστολή στην Σομαλία και κάποιες αντιπροσωπευτικές τιμές των μετρήσεων που συνέλεξαν.

Οι Weiss και Bahlburg (2006) αναφέρονται στον αντίκτυπο στην ακτογραμμή της Κένυας. Οι οργανωτικές μέριμνες σε αυτήν την αποστολή ήταν επίσης αρκετές, καθώς σε πολλά τμήματα της Κένυας δεν επιτρέπεται η πρόσβαση σε τυχαίους επισκέπτες λόγω της αναρχίας. Η ομάδα εξερεύνησε τις περιοχές μεταξύ της Μομπάσα (Mombasa) και της χερσονήσου Νγκομενί (Ngomeni) βόρεια από το Μαλινντί (Malindi). Το tsunami αφίχθη γύρω στη 1 μ.μ. τοπική ώρα, και έχει μείνει περισσότερο στις μνήμες ως "παράξενα ή ασυνήθιστα ρεύματα μεταξύ της ακτής και των υφάλων". Η περιοχή γύρω από την Μομπάσα περιώθηκε εξ' αιτίας ενός παράκτιου υφάλου. Στο

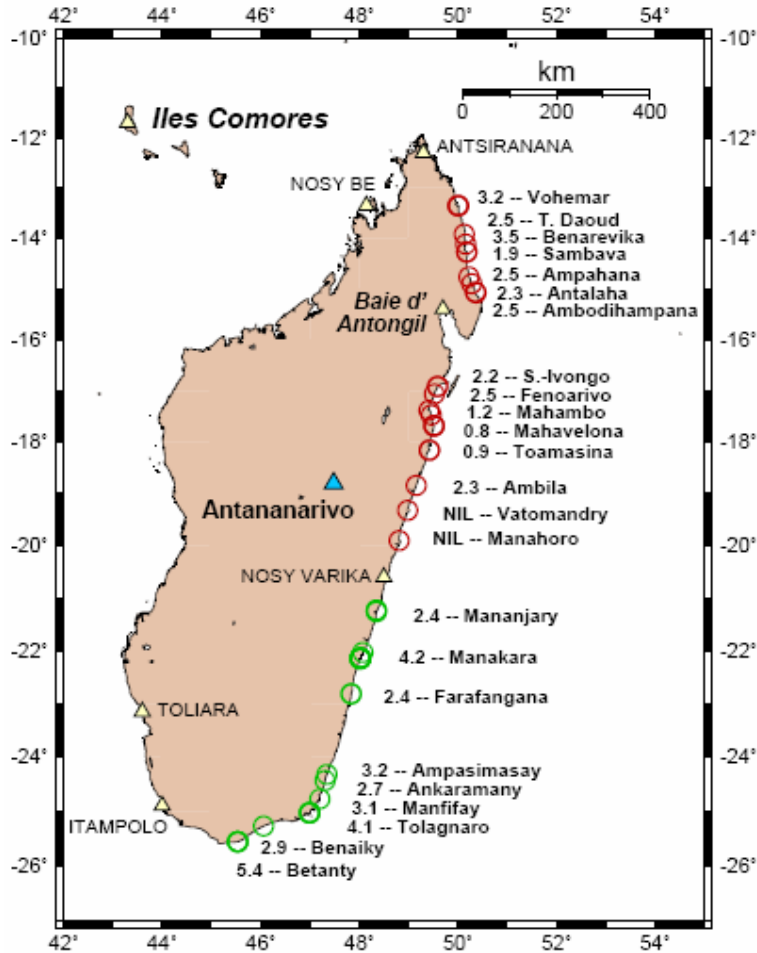
Μαλινντί το οποίο δεν προστατευόταν από υφάλους, το ύψος αναρρίχησης έφτασε τα 3 μέτρα με έκταση πλημμύρας τα 40 μέτρα. Οι αναφορές από το UNON (United Nations Office in Nairobi) συνιστούν ότι πρέπει να υπήρχε περιορισμένη ζημιά στο Λαμού (Lamu), στη Β. Κένυα κοντά στα σύνορα με τη Σομαλία.

3.2.7. Μαδαγασκάρη, νησιά Μασκαρέν, Σεϋχέλλες, Μαλδίβες, Ντιέγκο Γκαρσία

Οι Okal et al (2006b) περιγράφουν την επίπτωση του megatsunami στη Μαδαγασκάρη πιο νότια και ανατολικά στην Αφρική. Αυτή η αποστολή ήταν δύσκολη όσον αφορά την πρόσβαση των ακτών, αφού στις περισσότερες περιπτώσεις η ομάδα αναγκαζόταν να οπισθοδρομήσει προς την ενδοχώρα για να επισκεφτεί την επόμενη παραλία, σχεδόν όπως έγινε και στην αποστολή στην ανατολική Ιάβα (Synolakis et al, 1995). Η ITST πήρε συνεντεύξεις από περισσότερους από 100 αυτόπτες μάρτυρες και μέτρησε ύψη κύματος και την έκταση της πλημμύρας σε περισσότερες από 52 τοποθεσίες. Το tsunami έφτασε γύρω στις 9:00 UTC - μεσημέρι στην τοπική ώρα - 8 με 8.5 ώρες από την ώρα του σεισμού, το οποίο συμφωνεί αρκετά με τον Titon (2005). Οι ασυνήθιστες κινήσεις των νερών κράτησαν όλη την ημέρα, και τα διαστήματα μεταξύ των κυμάτων ήταν περίπου 15-20 λεπτά. Οι αυτόπτες μάρτυρες παρέμειναν στις παραλίες ακολουθώντας την ασυνήθιστη υποχώρηση της ακτογραμμής η οποία ακολούθησε το πρώτο κύμα - μια ακόμη μαρτυρία της παγκοσμιότητας των ανθρώπινων παρορμήσεων, μόνο που εδώ η παρόρμηση δεν ήταν καταστροφική λόγω του μικρού μεγέθους του κύματος.

Μια πολύ σημαντική παρατήρηση έγινε στο λιμάνι του Τοαμασίνα (Toamasina). Την ώρα της άφιξης του πρώτου κύματος, γύρω στις 12:30 μ.μ., ενώ το ύψος του κύματος κατά τη διάρκεια του γεγονότος δεν ξεπέρασε τα 60 εκατοστά, εντούτοις γύρω στις 7:00, ένα φορτηγό πλοίο μήκους 50 μέτρων έσπασε τις αγκυροβολήσεις του και περιφέρονταν μέσα στο λιμάνι για τις επόμενες 3 ώρες, όπου και τελικά άραξε σε μια αμμώδη λωρίδα. Παρόμοιες παρατηρήσεις έγιναν στο Λε Πορτ (Le Port), στο Ριγιούνιον και στο Σαλαλάχ του Ομάν, τονίζοντας την σημαντικότητα της αδιάκοπης επαγρύπνησης για αρκετές ώρες σε απομακρυσμένες περιοχές μετά από ένα teletsunami.

Οι Okal et al (2006b) σημειώνουν την έντονη μεταβλητότητα της έκτασης της πλημμύρας στα περισσότερα των 1500 χιλιομέτρων της ακτογραμμής. Το ύψος του κύματος ήταν 3.2 μέτρα στο Βοχεμάρ (Vohemar) στο Βορρά, μειωνόταν στα 0.9 μέτρα κοντά στην Τοαμασίνα, ακολουθούμενο από μια έκταση 80 χιλιομέτρων χωρίς αναφορές για πλημμύρα, αυξανόταν στα 2.4 μέτρα κοντά στο Μαναντζάρι (Mananjary) και η υψηλότερη τιμή στη Μαδαγασκάρη αναφέρθηκε στα 5.4 μέτρα κοντά στο Μπετάντι (Betanty) στο νοτιότερο άκρο του νησιού.



Σχέδιο 3.7.

Χάρτης της Μαδαγασκάρης όπου απεικονίζονται η αναρρίχηση του tsunami (σε μέτρα) που μετρήθηκε από τις δύο ομάδες (βόρεια ομάδα με κόκκινο χρώμα και νότια ομάδα με πράσινο χρώμα) καθώς και οι περιοχές που χρειάζονται περαιτέρω εξερεύνηση (άσπρα τρίγωνα).

Ο Ινδικός Ωκεανός έχει και πολυάριθμες αλυσίδες νησιών. Εδώ θα περιγραφεί ο αντίκτυπος του tsunami στις Μαλδίβες, στα Μασκαρέν και τις Σεϋχέλλες. Οι Fritz et al (2006) περιγράφουν την πλημμύρα λόγω του tsunami στις Μαλδίβες. Από την σκοπιά της μετακίνησης, αυτή η αποστολή ήταν κατά πάσα πιθανότητα η πιο δύσκολη. Η χώρα εκτείνεται 823 χιλιόμετρα από Βορρά προς Νότο και 130 χιλιόμετρα από Ανατολή προς Δύση με 1190 νησιά να δημιουργούν 26 φυσικές απόλες. Ανοικτές θάλασσες και βαθιά κανάλια με βάθος μεγαλύτερο των 200 μέτρων χωρίζουν τις απόλες. Μόνο το 0.33% των 13423 km²

είναι γη, με μόνο 200 νησιά να κατοικούνται και πληθυσμό 270.101 άτομα. Στην περάτωση της αποστολής πρωταγωνιστικό ρόλο έπαιξε η γενναιόδωρη συνεργασία της κυβέρνησης και των συνεργατών στις Μαλδίβες που παρείχαν υδροπλάνα και γρήγορα σκάφη για την ταχύτατη μεταφορά μεταξύ της πρωτεύουσας Μάλε (Male) και των νησιών, επιτρέποντας την εξέταση 13 βαρέως κτυπημένων νησιών. Οι Fritz et al ανέλαβαν την όσο το δυνατόν μεγαλύτερη παλινόρθωση των κατοίκων δίνοντας διαλέξεις για την μείωση του κινδύνου από tsunami μέσω του δημόσιου ραδιοσταθμού και των κρατικών τηλεοπτικών καναλιών.

Βρισκόμενο σε συμφωνία με άλλες αναφορές στις Μαλδίβες, το πρώτο από τα τρία κύματα αφίχθη στο Μάλε ως LEN wave (Tadepalli and Synolakis, 1994) περίπου στις 9:15 π.μ. τοπική ώρα. Οι μάρτυρες περιέγραψαν μια σταδιακή αύξηση στη στάθμη του νερού από όλες τις κατευθύνσεις. Αξιοσημείωτο είναι ότι το νησί είχε ενισχυθεί με τσιμεντένιους υδατοφράκτες και τετράεδρα που είχαν τοποθετηθεί στον εξωτερικό ύφαλο περιορίζοντας έτσι τη ζημιά και την πλημμύρα σε λίγα τετράγωνα της ακτογραμμής. Η αντίδραση των κατοίκων του Μάλε ήταν η πιο λυπηρή που παρατηρήθηκε σε όλον τον Ινδικό Ωκεανό, με βασανιστικές φωτογραφίες να μαρτυρούν την αγαλλίαση των παιδιών μέσα στον αφρό του νερού καθώς το tsunami προσέκρουε στον υδατοφράκτη.

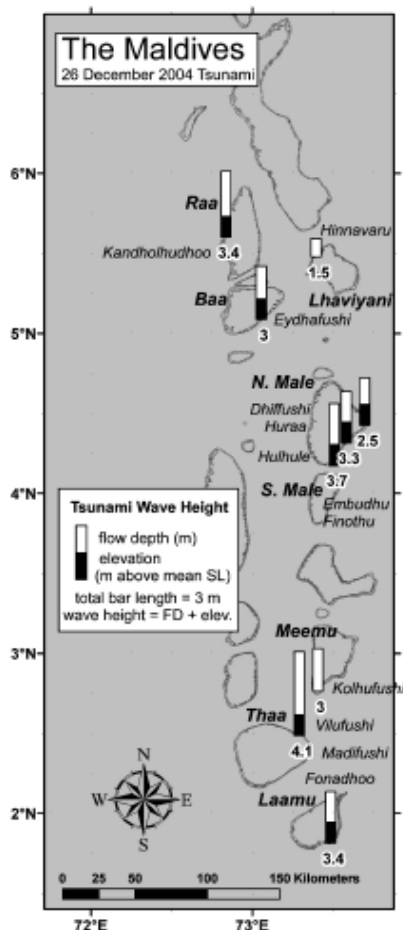
Τα νησιά που χτυπήθηκαν περισσότερο ήταν το Βιλουφούσι (Vilufushi) και το Μαντιφούσι (Madifushi). Τα νησιά αυτά με πληθυσμό 1886 άτομα, μήκος μόλις 1 χιλιόμετρο και πλάτος 300 μέτρα, είναι επίπεδα με ανύψωση του εδάφους μόλις 1 μέτρο και συνορεύουν με έναν κοραλλιογενή ύφαλο ο οποίος βρισκόταν 1 χιλιόμετρο από την ακτή.

Το τίμημα θανάτου ήταν 18 άτομα ενώ καταστράφηκαν 192 σπίτια. Το tsunami ξέπλυνε το νησί με βάθος ροής τα 4 μέτρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, η οποία και ήταν η υψηλότερη τιμή στις Μαλδίβες. Ένα σπασμένο ρολόι κατέγραψε την ώρα της άφιξης στις 9:26 π.μ., το οποίο συμφωνεί με τον Titov (2005).

Το δεύτερο μεγαλύτερο βάθος ροής πλην του Βιλουφούσι καταγράφηκε στο Κανντολχουντοο (Kandholhudhoo) στην απόλη Ραα (Raa). Παρ' όλα αυτά, οι κάτοικοι εδώ προειδοποιήθηκαν 15 λεπτά πριν την άφιξη, πεθαίνοντας τρεις από αυτούς. Ένα ερασιτεχνικό βίντεο απεικονίζει το tsunami να επιτίθεται σαν πλημμύρα ποταμού, σε απόλυτη αντίθεση με τα αντίστοιχα βίντεο καταστροφής από την Ταϊλάνδη και το Άτσε.

Οι Synolakis et al (2005) σχολιάζουν ότι εξ' αρχής το αρχιπέλαγος των Μαλδιβών με ανυψώσεις χαμηλότερες των 2 μέτρων εμφανίζεται εξαιρετικά τρωτό σε tsunami. Ενώ οι πρώτες αναφορές ότι πέθαναν περίπου 82 άτομα και αγνοούνταν 26 έμοιαζαν απίστευτες, η ομάδα βοήθησε να ταυτοποιηθεί ένας από τους λόγους. Οι Μαλδίβες δεν έχουν εκτενές ηπειρωτικό κέλυφος ούτως ώστε να περιορίζουν αισθητά το βάθος του tsunami. Αυτό είναι σύμφωνο με τις παρατηρήσεις των Yeh et al (2006) που αφορούσαν την συσχέτιση του πλατιού ηπειρωτικού κελύφους με το μεγάλο ύψος κύματος στη δυτική Ινδία. Αυτή η συμπεριφορά είχε υποπτευθεί στη μελέτη των Kanoglu and Synolakis (1998) οι οποίοι υπολόγισαν το ύψος του κύματος γύρω από νησιά, και από τον Lautenbacher (1970) ο οποίος υπολόγισε τη διάθλαση του κύματος. Στην ουσία οι Μαλδίβες βίωσαν το tsunami με μικρή ένταση αναλογικά με το μέγιστο υψόμετρό τους,

σε αντίθεση με τη Σομαλία όπου υπέφερε μεγαλύτερων καταστροφών και περισσότερων θανάτων, και ας ήταν σε μεγαλύτερη απόσταση.



Σχέδιο 3.8. Οι περιοχές που ερευνήθηκαν στις Μαλδίβες και τα μέγιστα βάθη ροής που μετρήθηκαν από τους Fritz et al (2006).

Οι Okal et al (2006c) αναφέρουν την αποστολή στα νησιά Μασκαρέν, το Ροντρίγκεζ, το Μαυρίκιο και το Ριγιούνιον. Το Ριγιούνιον τυγχάνει ενός συνεχόμενου περιφερειακού υφάλου. Ο Μαυρίκιος βρίσκεται περίπου 200 χιλιόμετρα Α-ΒΑ του Ριγιούνιον και σχηματίζει έναν σχεδόν συνεχόμενο κοραλλιογενή ύφαλο. Το Ροντρίγκεζ βρίσκεται περίπου 600 χιλιόμετρα από το Μαυρίκιο, αλλά αποτελεί μέρος της

επικίνδυνης αλυσίδας του Ριγιούνιον και έχει να επιδείξει ένα "καλά ανεπτυγμένο" σύστημα κοραλλιογενών υφάλων.

Οι περισσότεροι μάρτυρες περιέγραψαν μια σειρά από τρία κύματα. Ένα αρχικώς ανυψωμένο κύμα μικρής έντασης έφτασε πρώτο, με το τρίτο να είναι το μεγαλύτερο. Αυτό είναι σύμφωνο με τις παρατηρήσεις οπουδήποτε αλλού στη δυτική περιοχή από την πηγή του megatsunami. Οι ώρες άφιξης που αναφέρθηκαν είναι σύμφωνες και με το μοντέλο των Titov et al (2005). Το ύψος του κύματος εκτείνονταν από 0.5 έως 2.9 m με μία μοναδική τιμή μέτρησης των 3.8 m στο Πετίτ Γκραβιέρ (Petit Gravier), στα ΒΔ του Ροντρίγκεζ, όπου αλλού η αναρρίχηση ήταν 2.9 m. Η πλημμύρα στην πρωτεύουσα του Ροντρίγκεζ Πορτ Μαθίρν (Port Mathirn) ήταν σχετικά περιορισμένη. Στο Μαυρίκιο το ύψος του κύματος δεν ξεπέρασε τα 1.3 m, στα σημεία που διεξήχθη μέτρηση, και οι Okal et al (2006c) το αποδίδουν στον καλά ανεπτυγμένο ύφαλο. Γενικά, ο αντίκτυπος ήταν αρκετά μικρότερος από ότι στην Σομαλία η οποία βρίσκεται πολύ μακρύτερα από την πηγή, "ένα εκπληκτικό παράδειγμα" της διευθυντικότητας του κύματος από ένα σεισμικό ρήγμα (Ben-Menahem and Rosenman, 1972).

Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση αυτής της αποστολής ήταν για το MSC Uruguay, που είχε αγκυροβολήσει στο Λε Πορτ στα ανατολικά του Ριγιούνιον. Έσπασε τις αγκυροβολήσεις του 4 hr μετά την πρώτη άφιξη με μια "εκπληκτική ομοιότητα" με τις καταθέσεις από το Σαλαλάχ του Ομάν και το Τοαμασίνα της Μαδαγασκάρης που περιγράφηκαν από τους Okal et al (2006a, 2006b). Αυτή η καθυστέρηση ίσως να οφείλεται στον συντονισμό του λιμανιού, η αρχή του οποίου προκαλείται όταν η περίοδος των κυμάτων που φτάνουν

είναι πολύ κοντά σε αυτήν του λιμανιού, και όχι απαραίτητως του πρώτου κύματος (Raichlen, 1966, Synolakis, 2003). Ακόμη, οι Okal et al (2005a) σχολιάζουν παρακάτω πως ο τοπικός λιμενάρχης του Λε Πορτ μετά το συμβάν με το MSC Uruguay έδωσε εντολή για ομαλή εκκένωση.

Συζήτηση γίνεται κατά πόσο τρωτά είναι τα νησιά Μασκαρέν από μελλοντικές ρήξεις της υποβυθιζόμενης ζώνης της Σουμάτρα νότια από τα σημεία των γεγονότων του 2004 και του 2005, όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια μιας επανάληψης του περιστατικού του 1833 (Okal et al 2006c).

Οι Jackson et al (2005) αναφέρουν για τον αντίκτυπο στις Σεϋχέλλες. Δύο άνθρωποι πέθαναν καθώς το tsunami έφτασε κατά τη διάρκεια χαμηλής παλίρροιας. Στην πρωτεύουσα Μάε (Mahe), η οποία έχει μέτωπο προς τα δυτικά, το ύψος του κύματος κυμαίνονταν από τα 1.6 έως τα 4.4 m. Ψάρια και συντρίμμια από υφάλους κάλυψαν τα πρώτα 200 m του νότιου διαδρόμου του αεροδρομίου. Στην ακτή της Άνς Λα Μους (Anse la Mouch) στη δυτική μεριά, το tsunami διείσδυσε σε διάφορα σημεία περίπου 400 m στο εσωτερικό της χώρας, παρά την ελαφρά βλάστηση. Το βάθος ροής έφτασε τα 3 m πάνω από το μέσο ύψος της θάλασσας στο Anchor Cafe, παρ' όλο που η καφετέρια βρισκόταν 1.5 m πάνω από τη θάλασσα. Ενδιαφέρον παρουσιάζει ότι οι συγγραφείς υπολόγισαν την ταχύτητα ανάπτυξης του κύματος στα 3-6 m/sec βασιζόμενοι στην κίνηση των ογκόλιθων μεγέθους 100 cm x 80 cm x 60 cm οι οποίοι είχαν τοποθετηθεί δίπλα στο δρόμο από την μεριά της ακτής και μπροστά από την καφετέρια για να εμποδίζουν το

παρκάρισμα οι οποίοι τελικά και μεταφέρθηκαν 10 m στην ενδοχώρα. (Για σύγκριση αναφέρεται ότι η ταχύτητα του κύματος 3 χιλιόμετρα μέσα στην ενδοχώρα του Άτσε είχε υπολογιστεί 2-5 *m/sec.*)

Υπάρχουν τρεις ενδιαφέρουσες παρατηρήσεις που έγιναν από τους Jackson et al (2005). Η μέγιστη έκταση της πλημμύρας στις παράκτιες περιοχές της Βικτόρια (Victoria), έναν στενό ψαρολιμένα στα βόρεια, συνέβη περίπου 16 ώρες μετά την πρώτη καταγεγραμμένη άφιξη του tsunami στον παλιρροιογράφο του Μάε. "Η έκταση της πλημμύρας από το tsunami δεν περιορίστηκε μόνο στις παραλίες με κατεύθυνση προς τα ανατολικά. Το ύψος του κύματος και οι ζημιές ήταν σε τοπικό επίπεδο εξαιρετικά δριμείς κατά μήκος των ακτογραμμών του Μαέ (Mahé) και του Πρασλίν (Praslin), παρ' όλο που βρίσκονται μακριά από την πηγή του tsunami. Κάποιοι παρατηρητές - στη δυτική πλευρά και των δύο νησιών - ανέφεραν ότι το νερό πλησίαζε και από τις δύο κατευθύνσεις (βορειοδυτικά και νοτιοανατολικά). " Αυτό αποτελεί άλλη μια εκδήλωση του φαινομένου της περικύκλωσης του νησιού Μπάμπι, το οποίο τεκμηριώθηκε από τους Yeh et al (1993, 1994) και τους Liu et al (1995). Οι Jackson et al (2005) καταλήγουν ότι "η ζημιά στις παράκτιες υποδομές τόσο στις ανατολικές όσο και στις δυτικές ακτές ήταν δριμύτερη στα σημεία όπου οι φυσικές ακτές είχαν τροποποιηθεί, παραδείγματος χάριν, όπου τα φυσικά πρανή των παραλιών είχαν μετακινηθεί από την κορυφή των παραλιών, σε σημεία που οι δρόμοι εφάπτονταν στις παραλίες, και σε σημεία όπου ξενοδοχειακές υποδομές είτε εφάπτονταν στα υψηλότερα σημεία της στάθμης του νερού είτε είχαν σχεδιαστεί πάνω στην παραλία με κατεύθυνση προς τη θάλασσα. Σε κάποιες περιπτώσεις κάποια πρανή προς την παραλία όχι ψηλότερα των 0.65 m προστάτεψαν τα σπίτια

από την πλημμύρα. Σε μια περίπτωση, ένα ξενοδοχείο που δεν είχε καθόλου πρηνή πλημμύρισε, ενώ κάποια σπίτια που βρίσκονταν σε απόσταση 50 - 100 m πίσω από φυσικά πρηνή όχι. Αυτό είναι σύμφωνο με τις παρατηρήσεις στην Σρι Λάνκα, που περιγράφηκαν από τους Goff et al (2006).

Οι Synolakis και Kong (2006) επιχειρούν μια περιγραφή βάσει στοιχείων από εφημερίδες και internet για τον αντίκτυπο στο Ντιέγκο Γκαρσία, μια βρετανική επικράτεια του Ινδικού Ωκεανού, σε απόσταση περίπου 3200 χιλιομέτρων από την περιοχή του μεγάλου ρήγματος. Το Diego Garcia είναι το μεγαλύτερο νησί στο αρχιπέλαγος Χάγκος (Chagos). Έχει σχήμα πετάλου, μήκος περίπου 63 χιλιόμετρα, μέγιστη ανύψωση εδάφους 7 μέτρα. Στο νοτιότερο σημείο υπάρχει μια λιμνοθάλασσα μήκους 20 χιλιομέτρων και πλάτους 9 χιλιομέτρων με βάθη που κυμαίνονται από 20 έως 30 μέτρα. Το νησί αυτό επιμισθώνεται αποκλειστικά από μια βάση των Ηνωμένων Πολιτειών στο αρχιπέλαγος Χάγκος. Το επίσημο σχόλιο του αμερικανικού ναυτικού παραμένει ότι δεν υπήρχε κανένας αντίκτυπος. Μια ιστοσελίδα αναφέρει ένα κύμα ύψους 1.9 μέτρων. Η πιο περιεκτική αναφορά από μια πηγή του διαδικτύου κάνει τον εξής συσχετισμό "Περίπου στις 7:00 αισθανθήκαμε τον σεισμό. Νόμιζα ότι ήταν ένα από τα βομβαρδιστικά μας B-1 το οποίο απογειωνόταν λίγο πιο κοντά από ότι συνήθως ... Περίπου στις 10:00 και αφού είχαν επιστρέψει οι συνάδελφοί μας στο Chapel Center μας είπαν ότι η λιμνοθάλασσα είχε στερέψει. Η επιστροφή του νερού στη λιμνοθάλασσα έγινε γρήγορα και κάλυψε με λάσπη πολλά σημεία του νησιού. Η μόνη ζημιά που έγινε ήταν όταν το σχοινί ενός караβιού έσπασε καθώς το νερό επέστρεφε και αναποδογύρισε το σκάφος." Πιθανώς το πρώτο κύμα

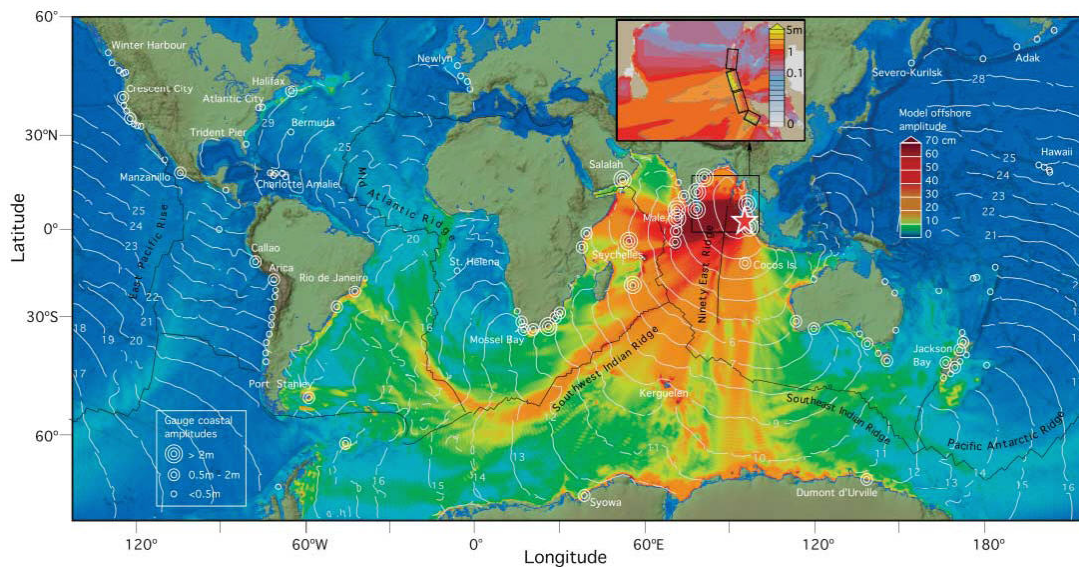
δεν παρατηρήθηκε, όπως και σε άλλες περιοχές που βρίσκονται μακριά από την πηγή, όπως για παράδειγμα στο Ομάν, το οποίο είναι αντίθετο με την περίπτωση των νησιών Μασκαρέν που βρίσκονται πιο κοντά στο DG. Είναι εκπληκτικό πως η παρατήρηση ότι η λιμνοθάλασσα άδειασε δεν αποτέλεσε σημάδι για άμεση εκκένωση. Είτε λόγω της τοπογραφίας της ακτής που δεν τυγχάνει κοραλλιογενούς υφάλου όπως στις Μαλδίβες, είτε λόγω του προσανατολισμού σε σχέση με την πηγή. Το προσωπικό και οι κάτοικοι στο Diego Garcia ήταν πράγματι πολύ τυχεροί.

3.3. Προυπάρχουσες προσομοιώσεις του megatsunami του 2004

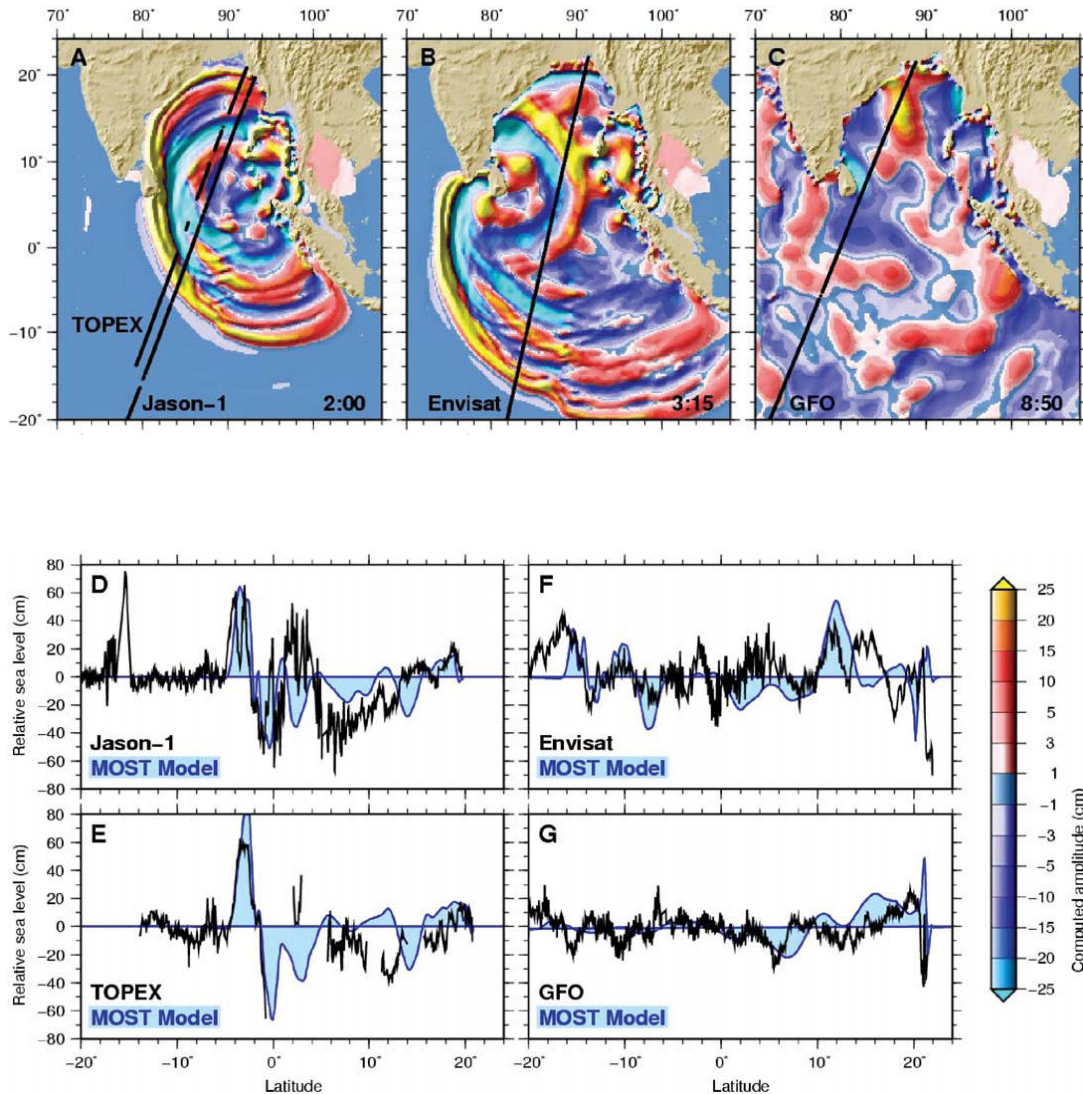
Σε μια προσπάθεια ενσωμάτωσης των μετρήσεων πεδίου και των πειραματικών αποτελεσμάτων παρατίθενται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων της NOAA.

Σύμφωνα με τους Titov et al (2005) η μοντελοποίηση του γεγονότος δεν περιελάμβανε μόνο σεισμικά δεδομένα καθώς έτσι υποβιβάζονταν το γεγονός κατά έναν παράγοντα της τάξης του 10. Χρειάστηκε η είσοδος στοιχείων από έναν παλιρροιογράφο στο νησί Coco που έδινε το ύψος του κύματος τρεις ώρες και τριάντα λεπτά μετά τον σεισμό και των νέων σεισμικών δεδομένων που δείχνουν ότι η ταχύτητά ρήξης μειώθηκε βόρεια της Σουμάτρα, έτσι υπολογίστηκε μεγαλύτερη ολίσθηση στο αρχικό τμήμα για να διατηρηθεί η ίδια ενέργεια του σεισμού, καθώς και των τμημάτων με την μέγιστη ολίσθηση που είχαν σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγαλύτερων κυμάτων. Επίσης η χρήση των GPS για τον ακριβέστερο προσδιορισμό των τμημάτων

ολίσθησης και μετακίνησης του εδάφους ήταν πιο συμβατές με το καινούριο μοντέλο. Με αυτόν τον τρόπο προσδιορίστηκε μια καινούρια αρχική συνθήκη που οδήγησε σε καλύτερη συμφωνία με τον κώδικα MOST και τις καταγραφές των δορυφόρων και των παλιρροιογράφων καθώς και στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το ύψος των tsunami στον ανοικτό ωκεανό και την ταχύτερη διάδοσή τους στα μεσωκεάνια ρύγχη.



Σχέδιο 3.9. Απεικονίζεται η παγκόσμια διάδοση του tsunami υπολογισμένο από τον κώδικα MOST (Titov et al, 2005). Παρατηρήστε πώς το tsunami χρησιμοποιεί τα μεσωκεάνια ρύγχη σαν κυματοαγωγούς για πιο αποδοτική διάδοση – η πρώτη φορά που παρατηρήθηκε το φαινόμενο.

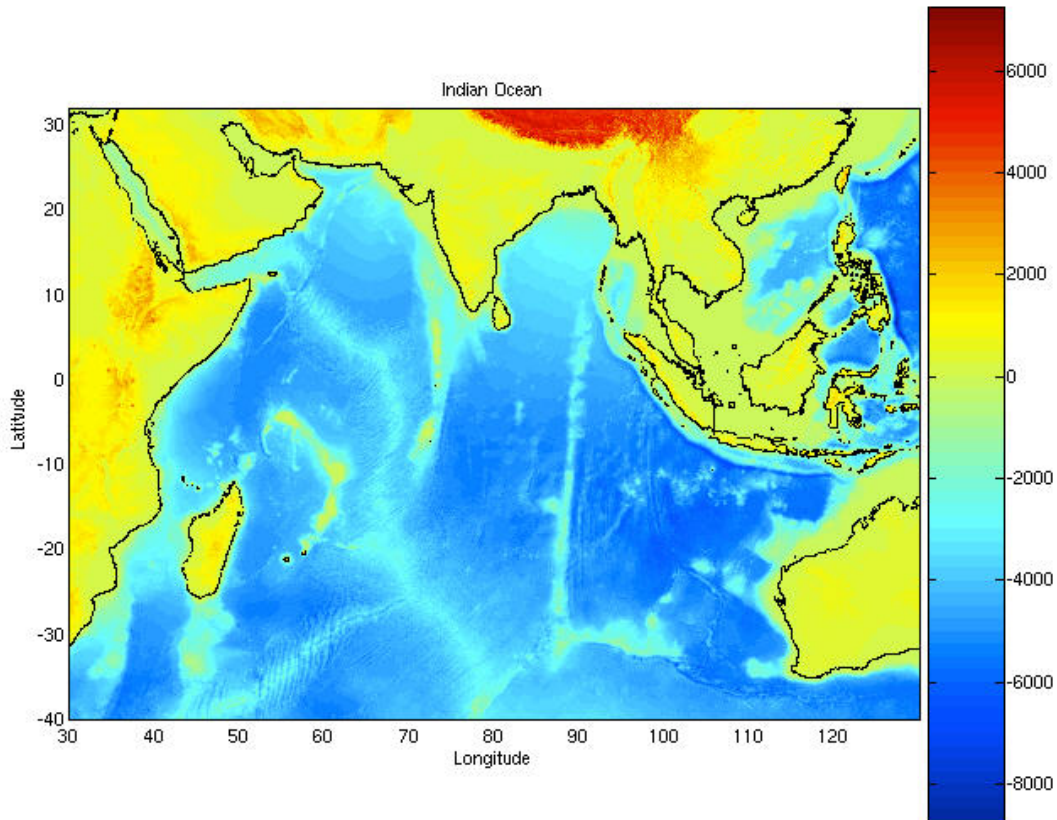


Σχέδιο 3.10. (A-C) Τα αποτελέσματα από τον κώδικα MOST σε (A) 2:00 ώρες, (B) 3:15 ώρες, και (C) 8:50 μετά τον σεισμό και οι μετρήσεις του ύψους κύματος από τους δορυφόρους Jason-1 και TOPEX, Envisat, και GFO. (D-G) Σύγκριση μεταξύ των παρεκκλίσεων του ύψους της θάλασσας από τις παρατηρήσεις των δορυφόρων και τα υπολογισμένα ύψη από τον κώδικα.

3.4. Προσομοίωση του megatsunami του 2004 – υπολογισμός της αναρρίχησης και της διείδυσης στα νησιά Φι-Φι

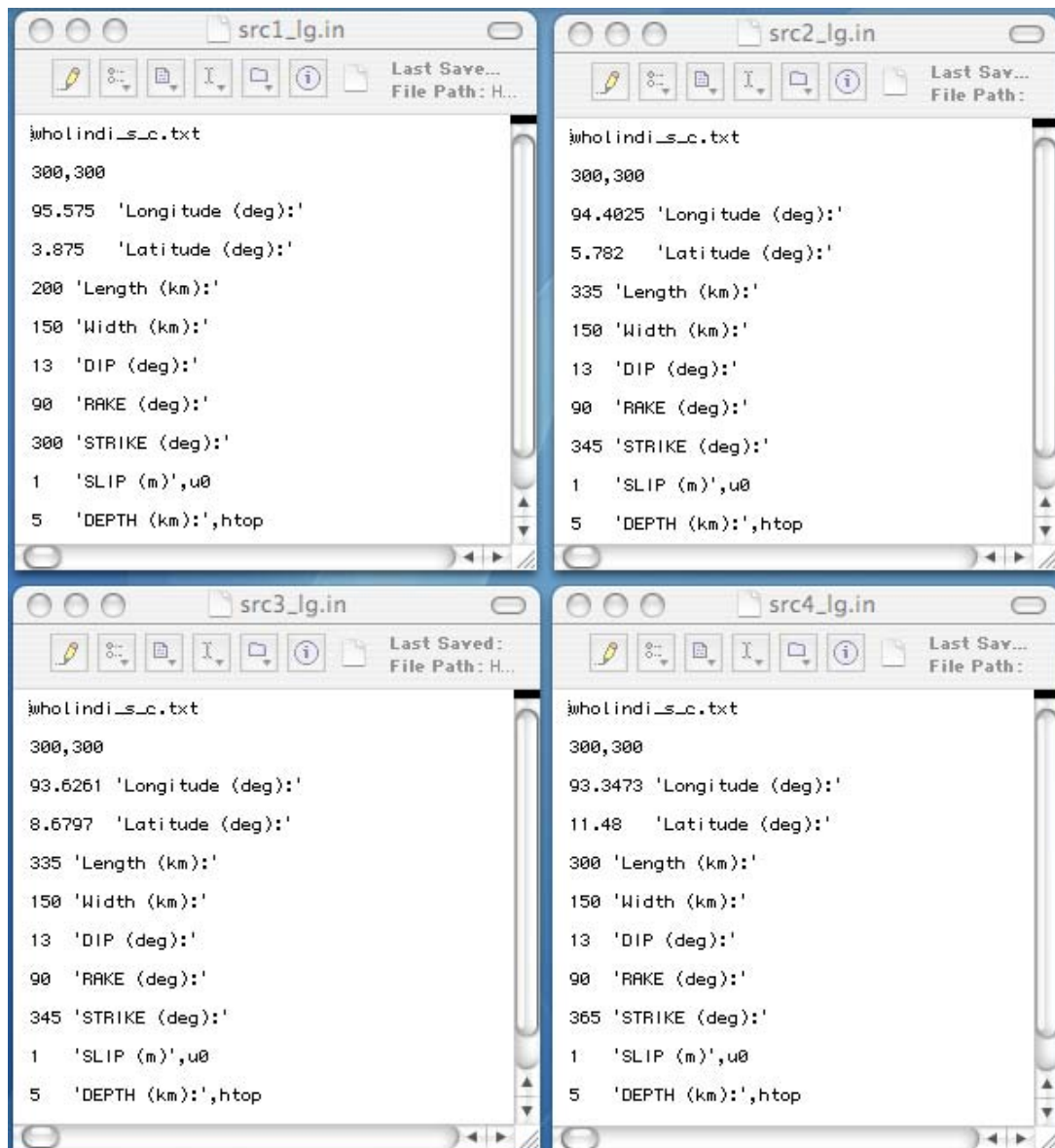
Στην παρούσα εργασία προσομοιώθηκε η διάδοση του megatsunami του 2004 χρησιμοποιώντας τον κώδικα MOST. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ορθογώνιο πλέγμα βαθυμετρίας με ανάλυση 2 λεπτά

της μοίρας (περίπου 3.6 χιλιόμετρα) από το Εθνικό Κέντρο Γεωφυσικών Δεδομένων των Η.Π.Α. (NGDC), περιλαμβάνοντας τις περιοχές που διαβρέχει ο Ινδικός Ωκεανός. Η έκταση που χρησιμοποιήθηκε είναι γεωγραφικό μήκος 30° A – 129.999985° A και γεωγραφικό πλάτος 40° N – 31.999924° B.

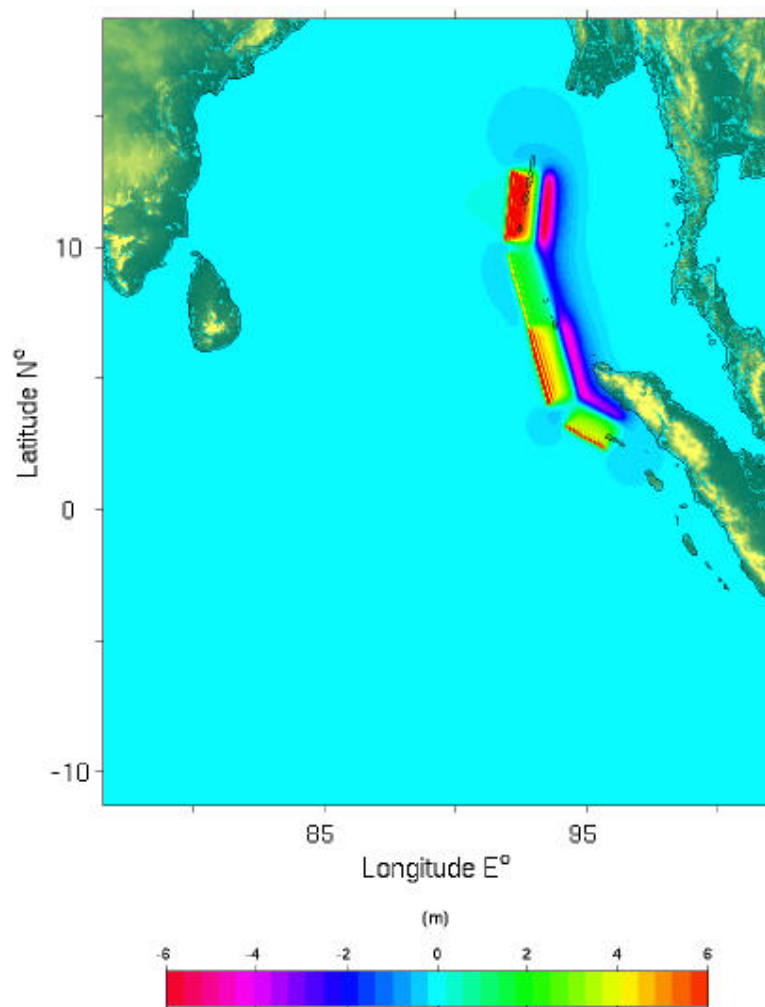


Σχέδιο 3.11. Το πλέγμα ανάλυσης 2 λεπτών της μοίρας που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του megatsunami του 2004.

Το πλέγμα αυτό χρησιμοποιείται για τη δημιουργία της αρχικής παραμόρφωσης του πυθμένα λόγω του σεισμού και επομένως και της αντίστοιχης παραμόρφωσης της επιφάνειας του ωκεανού, όπως περιγράφηκε και στο κεφάλαιο 2.3 .



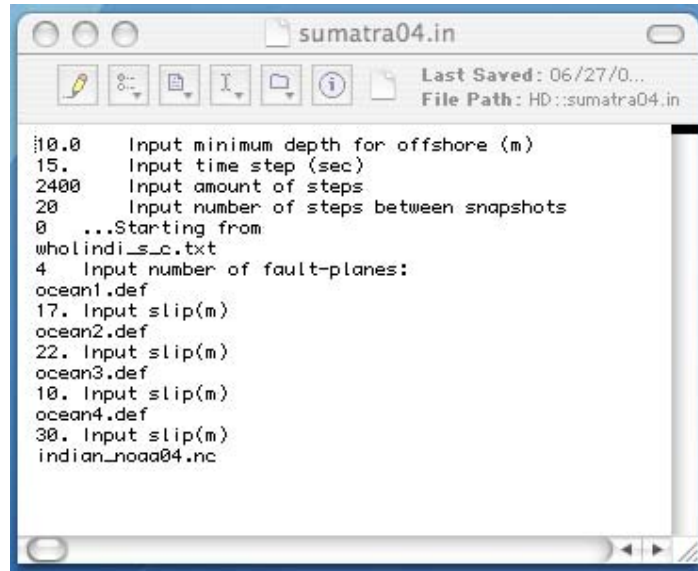
Σχέδιο 3.12. Τα δεδομένα του σεισμού για τα τέσσερα διαφορετικά ρήγματα, όπως χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση.



Σχέδιο 3.13. Η αρχική παραμόρφωση του ωκεανού που προκλήθηκε από τα τέσσερα ρήγματα.

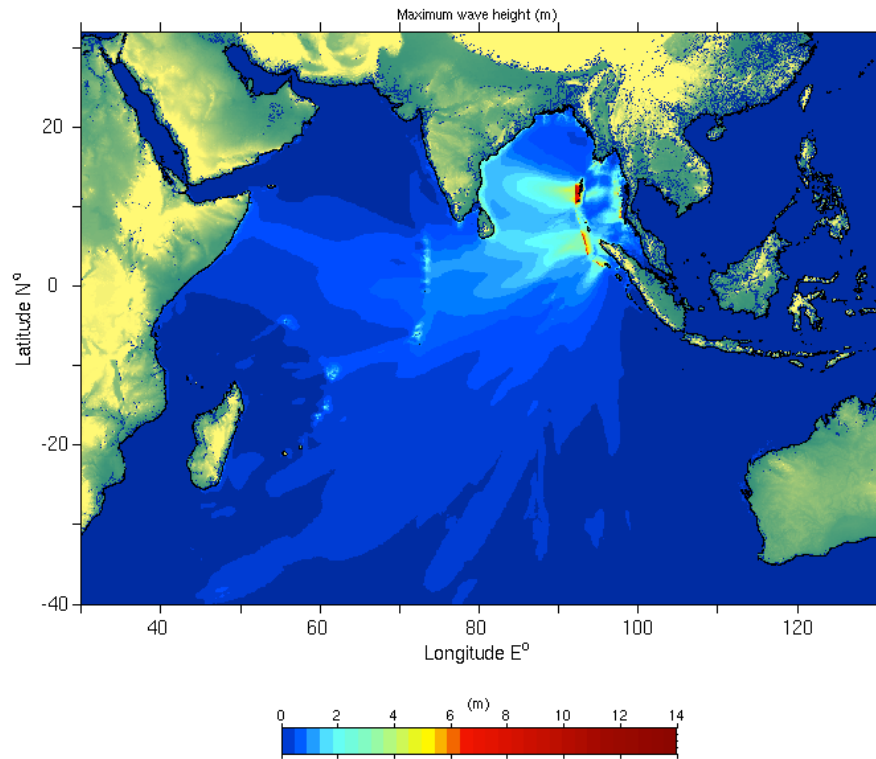
Στην συνέχεια η αρχική συνθήκη μαζί με το αρχείο της βαθυμετρίας εισάγονται στον κώδικα. Στην περίπτωση αυτή και για τη γρηγορότερη προσομοίωση «διακόπτεται» η διάδοση του κύματος σε βάθος 10 μέτρων. Στα σημεία αυτά του πλέγματος υπάρχει πλήρης ανάκλαση του κύματος. Επίσης, δίνονται το βήμα υπολογισμού (time step), το συνολικό πλήθος των βημάτων και το πλήθος των βημάτων μεταξύ του κάθε στιγμιότυπου. Επίσης, εισάγεται το βήμα από το

οποίο θα ξεκινήσει η προσομοίωση καθώς και ένας πολλαπλασιαστικός παράγοντας της ολίσθησης του κάθε ρήγματος.

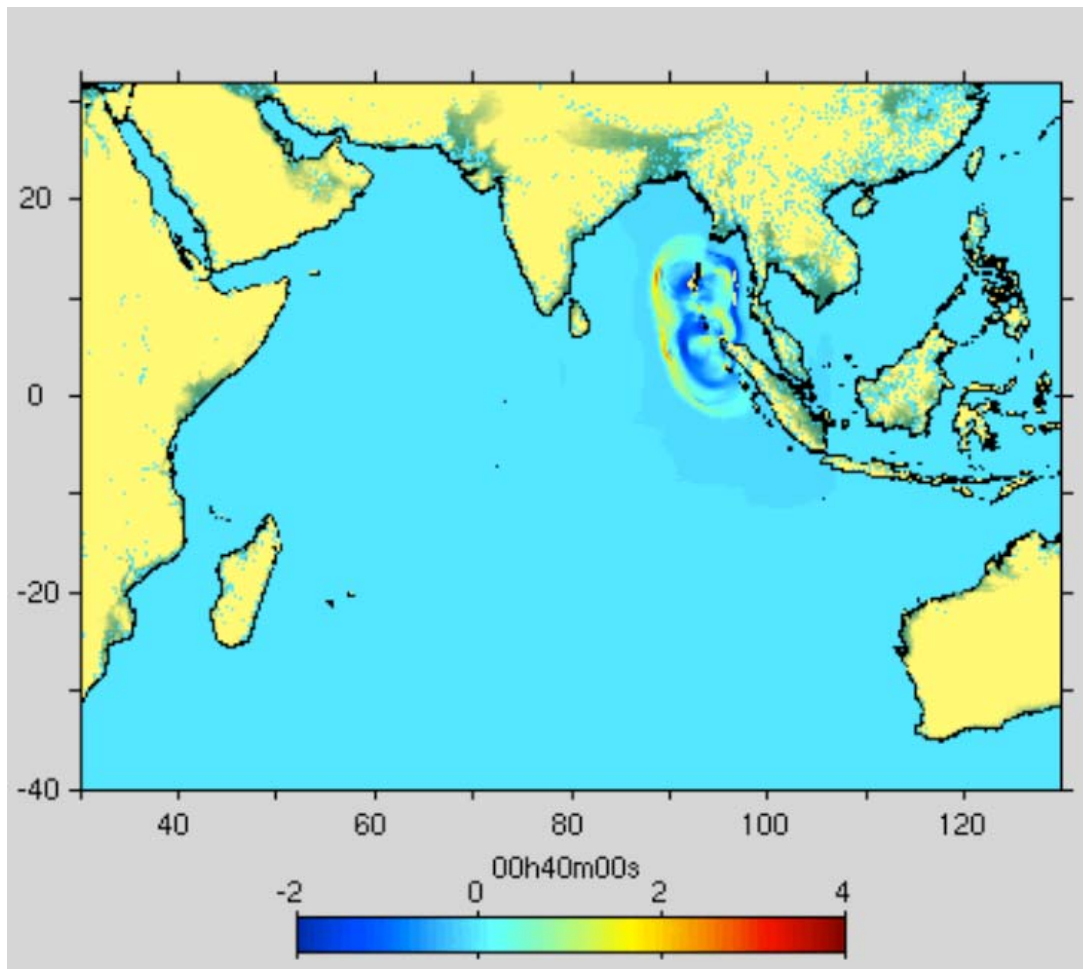


Σχέδιο 3.14. Τα δεδομένα εισόδου του κώδικα MOST.

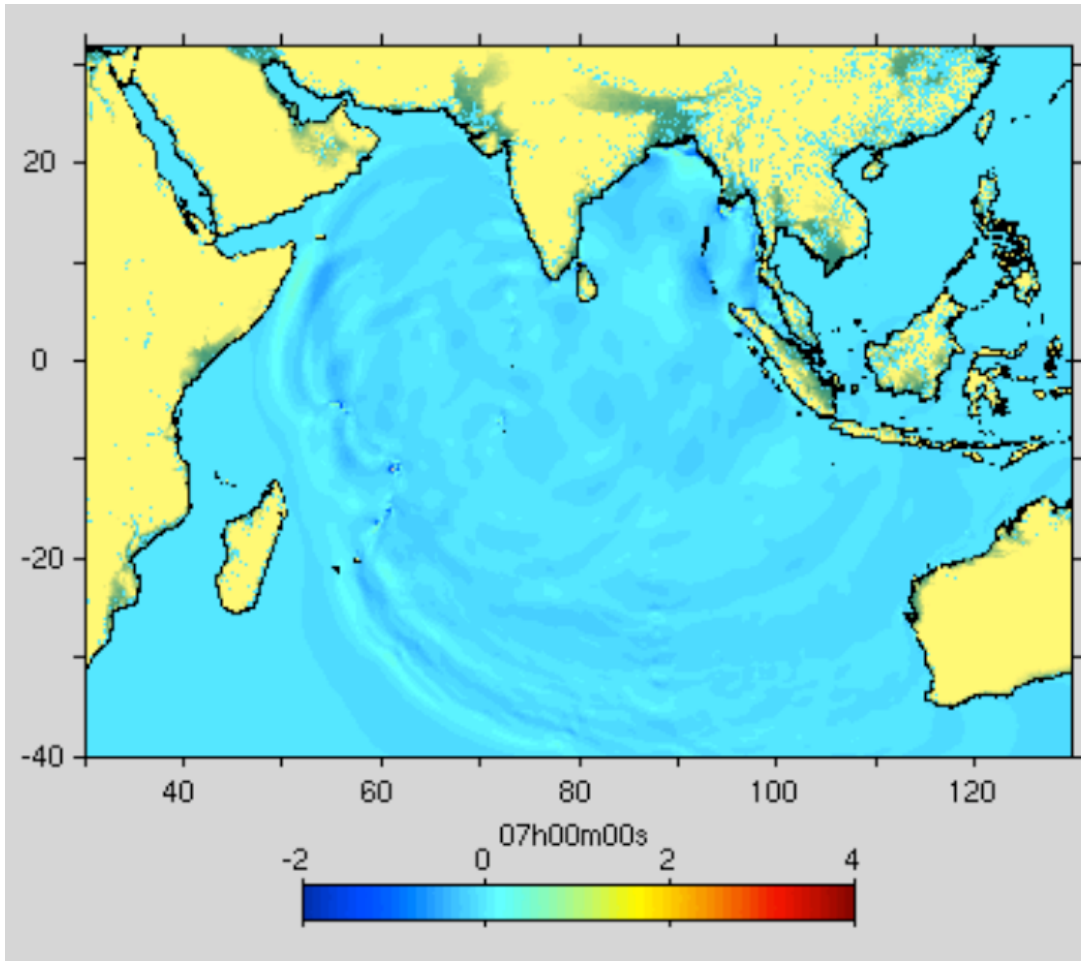
Με το τέλος της διαδικασίας έχουν υπολογιστεί η διάδοση του κύματος σε κάθε βήμα, δηλαδή η ταχύτητα ως προς x , y και το ύψος του κύματος καθώς και το μέγιστο ύψος του κύματος που καταγράφηκε σε όλη την περιοχή.



Σχέδιο 3.15. Το μέγιστο ύψος του κύματος που καταγράφηκε κατά την προσομοίωση. Η μέγιστη τιμή του ύψους υπολογίστηκε στα 14.32 μέτρα.



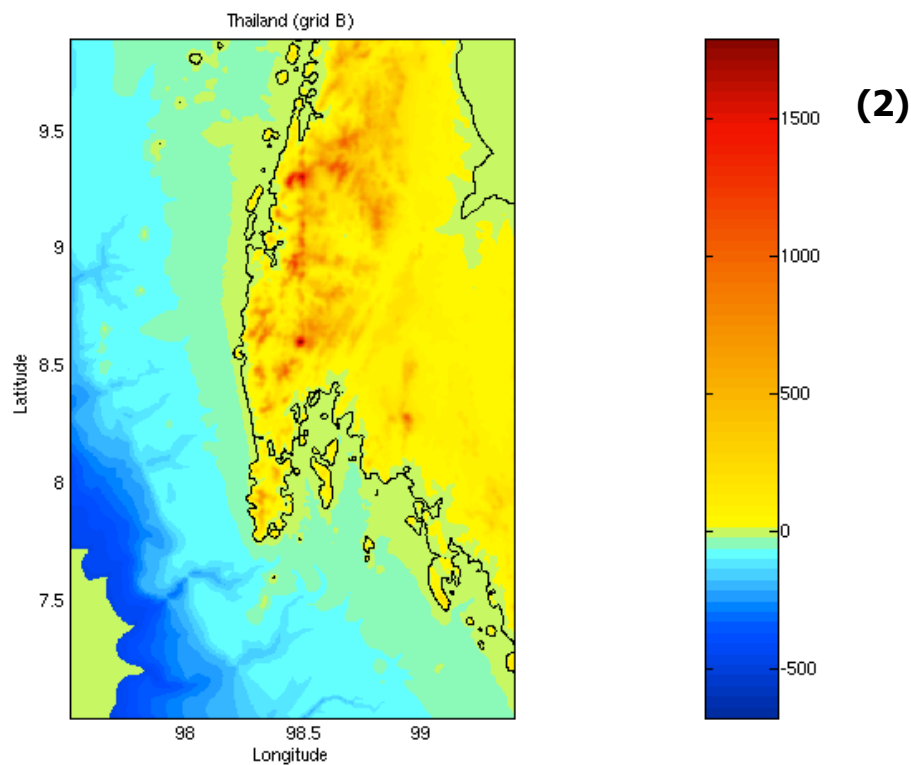
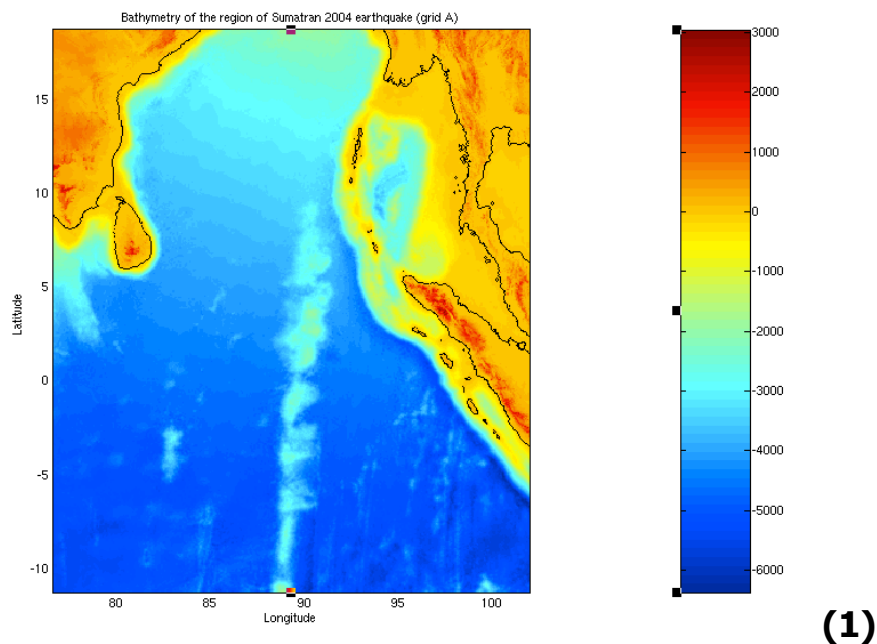
Σχέδιο 3.16 Το tsunami καθώς προσεγγίζει την Ταϊλάνδη με την μορφή αρχικώς αποσυρθέντος κύματος 40 λεπτά μετά τον σεισμό.

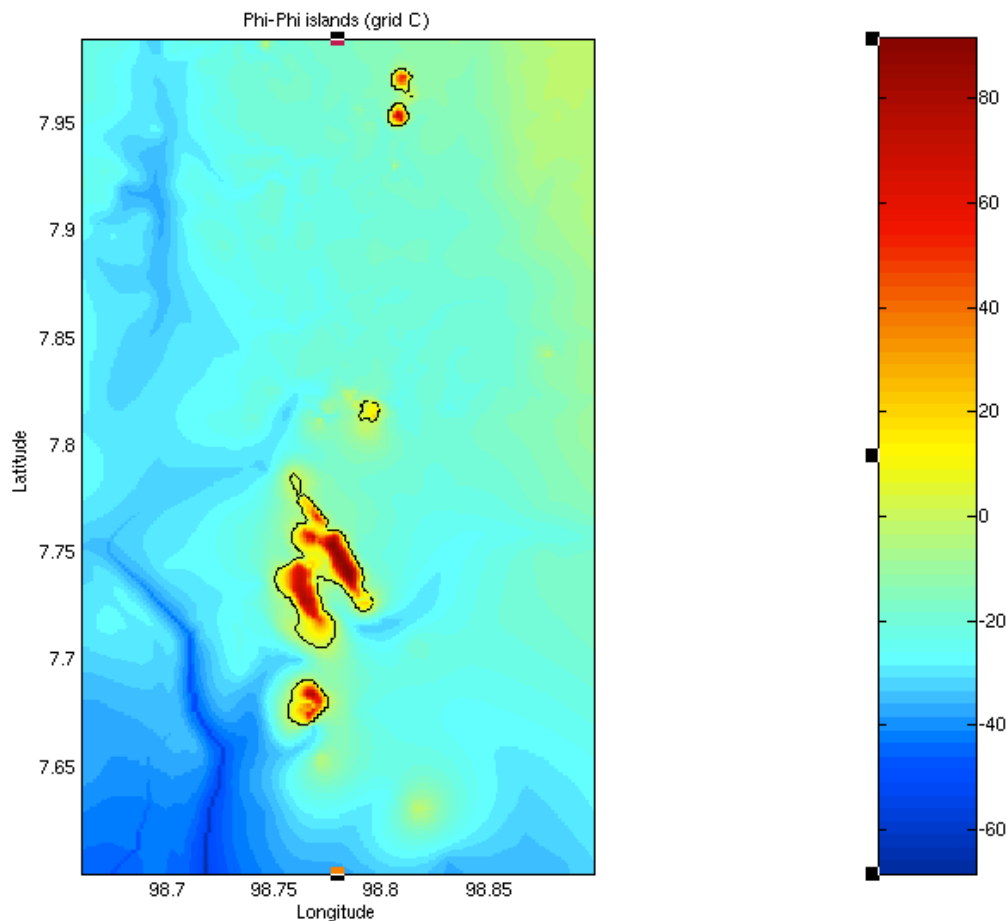


Σχέδιο 3.17. Το tsunami καθώς προσεγγίζει την Σομαλία 7 ώρες μετά τον σεισμό.

Για την προσομοίωση της διεξόδου του κύματος στα νησιά Φι-Φι που ήδη έχει παρουσιαστεί στο σχέδιο 2.1 χρησιμοποιήθηκαν τρία ορθογωνικά πλέγματα βαθυμετρίας με ανάλυση το πρώτο $3,9999^0$ (περίπου 7,87 χιλιομέτρων), το δεύτερο $0,0041^0$ (περίπου 490 μέτρα) και το τρίτο με ανάλυση $0,0008$ (περίπου 98 μέτρα). Η διαφορά στην ανάλυση των τριών πλεγμάτων απαιτείται όχι μόνο για τον ακριβή υπολογισμό της αναρρίχησης και της έκτασης της διεξόδου, αλλά και για την ομαλότερη 'μεταφορά' της πληροφορίας από πλέγμα

χαμηλότερης ανάλυσης στο επόμενο με υψηλότερη ανάλυση, καθώς επίσης και για τη γρηγορότερη προσομοίωση αφού δεν απαιτείται η ίδια ακρίβεια σε όλα τα σημεία του πλέγματος.





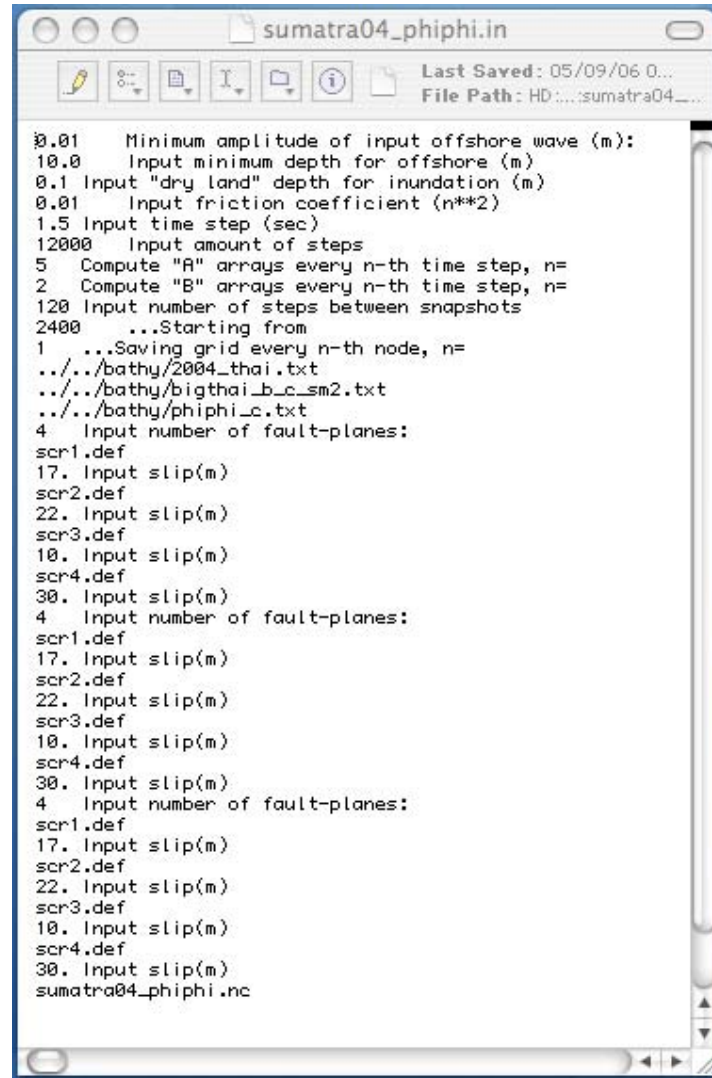
(3)

Σχέδιο 3.18. (1-3) Απεικόνιση των τριών πλεγμάτων της βαθυμετρίας που χρησιμοποιήθηκαν για την μοντελοποίηση του megatsunami του 2004 για τον υπολογισμό της αναρρίχησης και της διείσδυσης στα νησιά Φι-Φι.

Χρησιμοποιώντας τις ίδιες παραμέτρους σεισμού με την προηγούμενη προσομοίωση υπολογίστηκε η διάδοση του tsunami του 2004, αυτήν τη φορά με σκοπό τον υπολογισμό της αναρρίχησης και της διείσδυσης του κύματος στα νησιά Φι-Φι.

Έπειτα εισάγονται οι υπολογιστικοί παράμετροι του MOST. Με την σειρά που τα διαβάζει ο κώδικας είναι

- το ελάχιστο εύρος του κύματος (μέτρα)
- το ελάχιστο βάθος νερού (μέτρα)
- το ελάχιστο υψόμετρο (μέτρα)
- ο συντελεστής τριβής μεταξύ των δύο επιφανειών
- το βήμα υπολογισμού (sec)
- το συνολικό πλήθος των βημάτων
- το βήμα υπολογισμού για κάθε πλέγμα (sec)
- το πλήθος των βημάτων μεταξύ του κάθε στιγμιότυπου
- το αρχικό βήμα της προσομοίωσης
- τα τρία πλέγματα της βαθυμετρίας
- η αρχική παραμόρφωση του ωκεανού
- ο πολλαπλασιαστικός παράγοντας ολίσθησης του κάθε ρήγματος



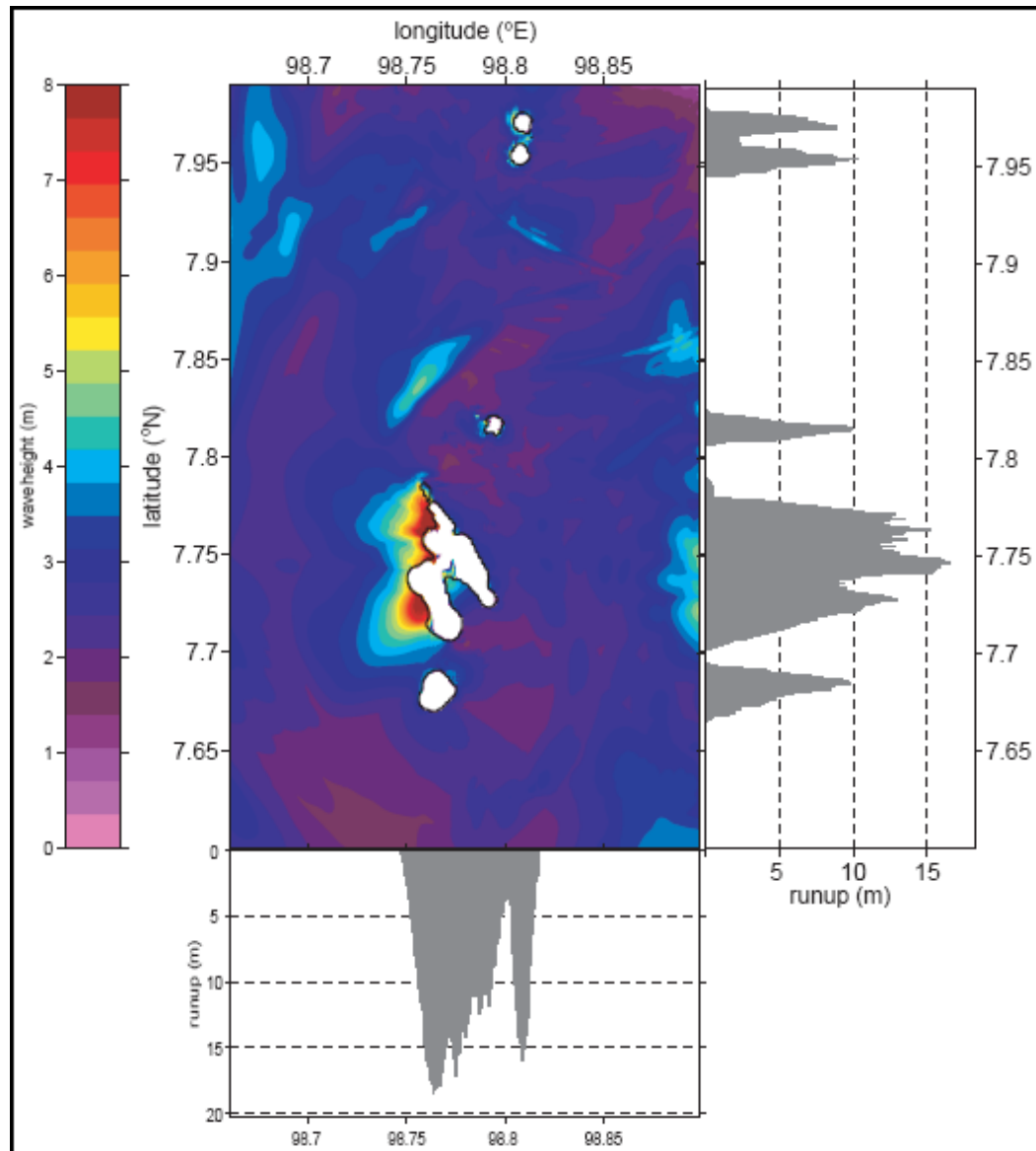
```

sumatra04_phiphi.in
Last Saved: 05/09/06 0...
File Path: HD:....sumatra04...

0.01 Minimum amplitude of input offshore wave (m):
10.0 Input minimum depth for offshore (m)
0.1 Input "dry land" depth for inundation (m)
0.01 Input friction coefficient (n**2)
1.5 Input time step (sec)
12000 Input amount of steps
5 Compute "A" arrays every n-th time step, n=
2 Compute "B" arrays every n-th time step, n=
120 Input number of steps between snapshots
2400 ...Starting from
1 ...Saving grid every n-th node, n=
../bathy/2004_thai.txt
../bathy/bigthai_b_c_sm2.txt
../bathy/hiphi_c.txt
4 Input number of fault-planes:
scr1.def
17. Input slip(m)
scr2.def
22. Input slip(m)
scr3.def
10. Input slip(m)
scr4.def
30. Input slip(m)
4 Input number of fault-planes:
scr1.def
17. Input slip(m)
scr2.def
22. Input slip(m)
scr3.def
10. Input slip(m)
scr4.def
30. Input slip(m)
4 Input number of fault-planes:
scr1.def
17. Input slip(m)
scr2.def
22. Input slip(m)
scr3.def
10. Input slip(m)
scr4.def
30. Input slip(m)
sumatra04_phiphi.nc
    
```

Σχέδιο 3.19. Τα υπολογιστικά δεδομένα για τον κώδικα MOST.

Μετά το τέλος της διαδικασίας προσομοίωσης έχουν υπολογιστεί η διάδοση του κύματος (ταχύτητες ως προς x , y και το ύψος του κύματος σε κάθε βήμα) το μέγιστο ύψος του κύματος σε κάθε πλέγμα καθώς και η ανύψωση ή η υποβύθιση του πυθμένα λόγω του σεισμού.



Σχέδιο 3.20. Απεικόνιση της αναρρίχησης και του ύψους του κύματος στα νησιά Φι-Φι, όπως υπολογίστηκαν από την προσομοίωση.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4°

ΤΑ ΕΠΟΜΕΝΑ ΠΙΘΑΝΑ TSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ **ΜΕ ΔΙΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΑΝΤΙΚΤΥΠΟ**

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΤΑ ΕΠΟΜΕΝΑ ΠΙΘΑΝΑ TSUNAMI ΣΤΟΝ ΙΝΔΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ ΜΕ ΔΙΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟ ΑΝΤΙΚΤΥΠΟ

4.1. Γενικά

Στην προηγούμενη ενότητα προσομοιώθηκε το tsunami από τον σεισμό της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 με τον πραγματικό μηχανισμό του σεισμού. Παρακάτω μοντελοποιήθηκαν τρία ιστορικά γεγονότα, με τη μέθοδο της δοκιμής - λάθους έτσι ώστε και να περιγράφεται όσο το δυνατόν καλύτερα η πηγή του σεισμού αλλά και να προσεγγίζεται το worst case scenario για την περιοχή του Ινδικού Ωκεανού.

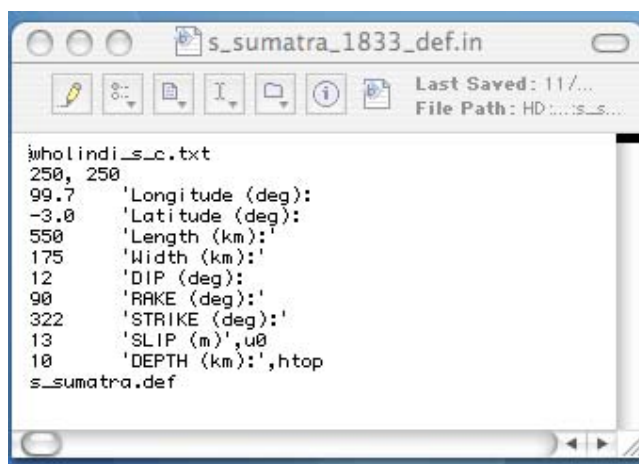
4.2. Σενάριο βάση του σεισμού της νότιας Σουμάτρα – 1833

Όπως προαναφέρθηκε η παρουσία ή όχι των κοραλλιογενών υφάλων στις περιοχές που κτυπήθηκαν από το megatsunami του 2004 ήταν από τους καθοριστικούς παράγοντες για την έκταση της καταστροφής στην εκάστοτε περιοχή. Οι αποικίες αυτών των οργανισμών μπορούν να δώσουν στοιχεία σχετικά με την ανύψωση και την υποβύθιση του εδάφους και επομένως για την σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή, χαρακτηρίζοντάς τα ως χρήσιμα παλαιοσεισμικά και παλαιογεωδαιτικά εργαλεία. Σύμφωνα με τους Zachariasen et al (2003), η αλλαγή των συνθηκών ανάπτυξης (όπως η μείωση του ύψους της θάλασσας) των κοραλλιογενών ατόλων προκαλεί αλλαγές στη μορφολογία του ανώτερου τμήματος του σκελετού τους αντιπροσωπευτικές με την αλλαγή της στάθμης της θάλασσας στην οποία εκτίθεται.

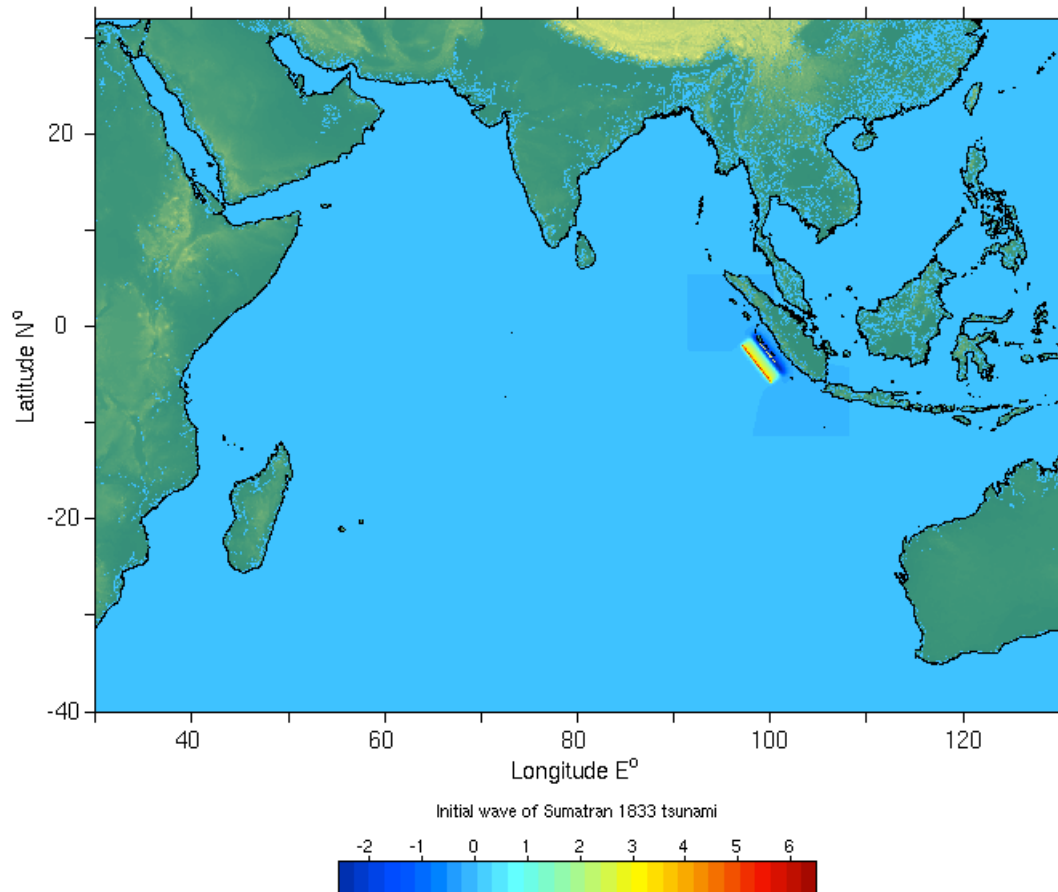
Από παλαιοσεισμικές μελέτες σαν και αυτές παρατηρήθηκε ότι στα νησιά Μεντάουι δυτικά της Σουμάτρα λαμβάνουν χώρα κάθε 200 με 400 χρόνια ισχυρά σεισμικά γεγονότα όπως του 1797 και 1833. Επίσης, η μελέτη των δυνάμεων που αναπτύχθηκαν κατά τους δύο μεγάλους σεισμούς του 2004 και 2005 στη δυτική Σουμάτρα υποδεικνύει την επιβάρυνση της σεισμικής ζώνης του Μεντάουι και την επακόλουθη αύξηση της πιθανότητας για εκδήλωση τσουναμογενικών σεισμών (Borrero et al. 2006) .

Ο μεγάλος σεισμός του 1833 στην Σουμάτρα εμφανίζεται στα απολιθώματα των κοραλλιογενών μικροατόλων στους ύφαλους της. Συμφωνία υπάρχει και στα αποτελέσματα από τις αναλύσεις των γειτονικών μικροατόλων για την 13 μέτρων ολίσθηση της ζώνης υποβύθισης προτείνοντας μέγεθος σεισμού M_w από 8.8 – 9.2 .

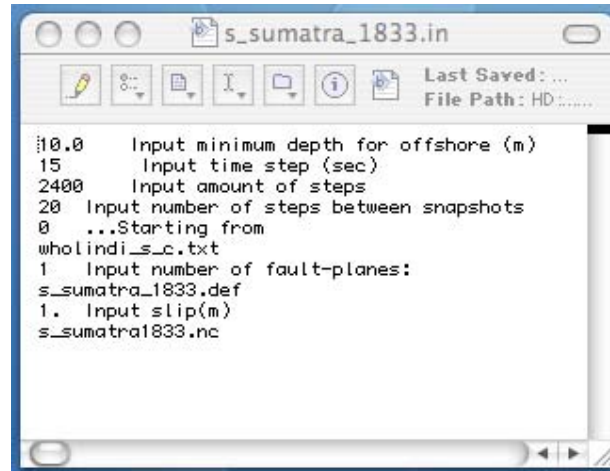
Παρακάτω παρουσιάζεται η προσομοίωση του tsunami που δημιουργήθηκε από τον μεγάλο σεισμό του 1833 στη Νότια Σουμάτρα. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τον Δρ. E. Okal και από τους Zachariasen et al. (1999).



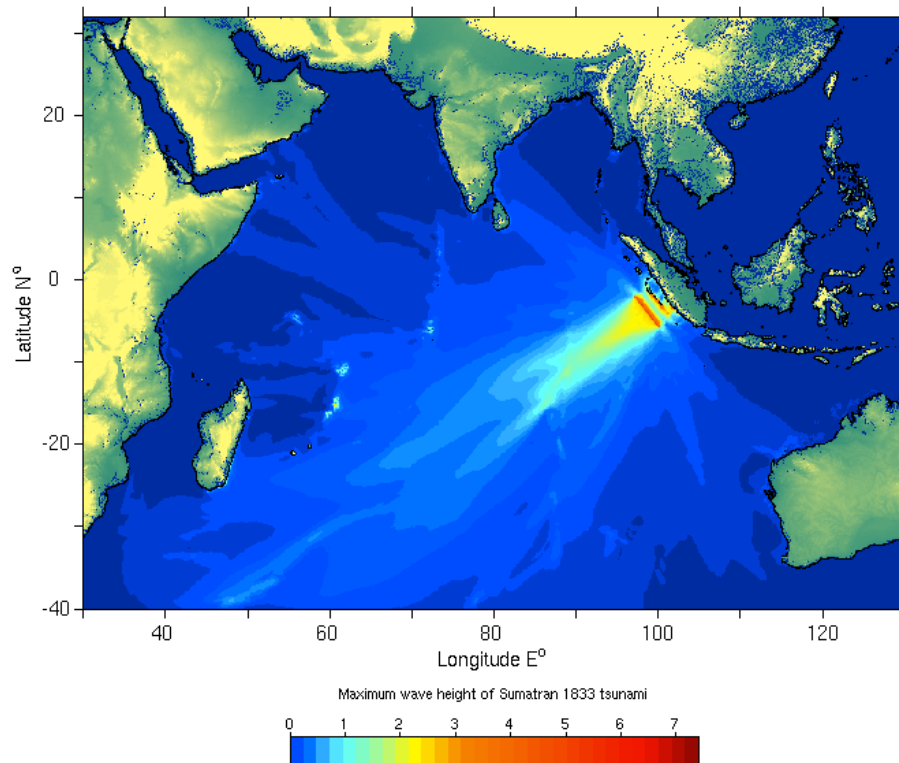
Σχέδιο 4.1. Απεικόνιση των παραμέτρων του σεισμού χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του Δρ. E. Okal και των Zachariasen et al.



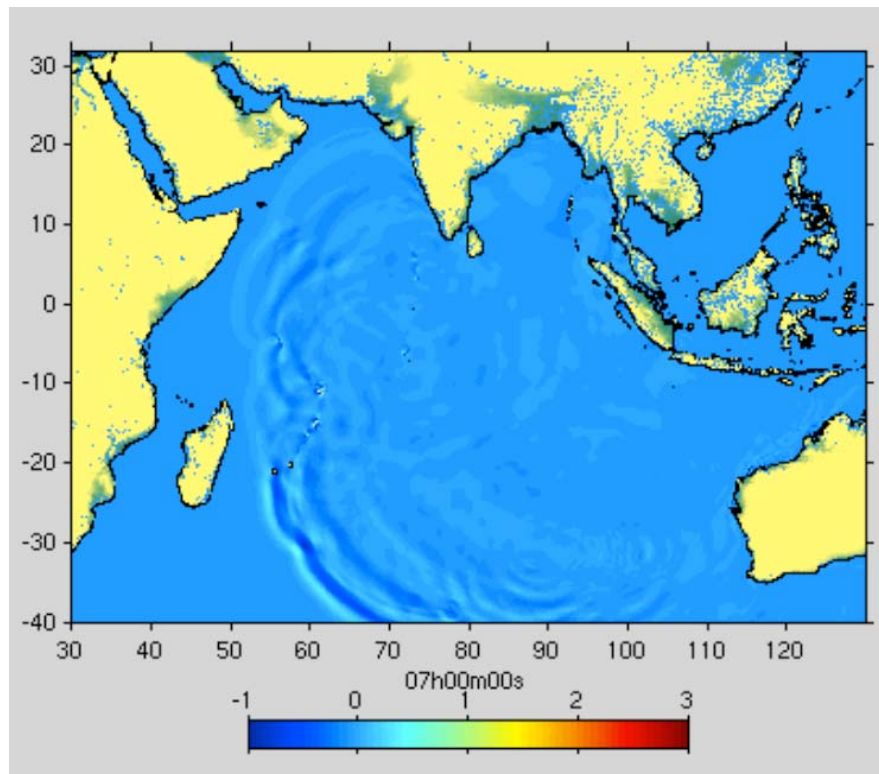
Σχέδιο 4.2. Η αρχική παραμόρφωση της επιφάνειας του ωκεανού όπως δημιουργείται από την σεισμό του 1833 με μέγιστη ανύψωση του νερού στα 6.5 μέτρα.



Σχέδιο 4.3. Τα υπολογιστικά δεδομένα για τον κώδικα MOST.



Σχέδιο 4.4. Το μέγιστο ύψος του tsunami που καταγράφηκε κατά την προσομοίωση. Η μέγιστη τιμή του ύψους υπολογίστηκε στα 7.33 μέτρα.



Σχέδιο 4.5. Το tsunami μετά από 7 ώρες έχοντας χτυπήσει τα νησιά Μασκαρέν κατευθύνεται προς τη Μαδαγασκάρη.

4.3. Σενάριο βάση του σεισμού του Μακράν στις 27 Νοεμβρίου 1945

4.3.1. Περιγραφή της περιοχής και ιστορικά δεδομένα

Η περιοχή του Μακράν βρίσκεται νότια του Πακιστάν και νοτιοανατολικά του Ιράν. Η ζώνη υποβύθισης του Μακράν είναι ένα τμήμα 1000 χιλιομέτρων στα όρια της Ευρασιατικής και Αραβικής πλάκας με τον ωκεάνειο φλοιό να υποβαθμίζεται κατά μήκος της βορειότερης ζώνης υποβύθισης ήδη από την Πρώιμη Κρητιδική περίοδο.

Το τόξο του Μακράν θεωρείται ένα από τα μεγαλύτερα στον πλανήτη με ιστορικά καταγεγραμμένα γεγονότα, αλλά χωρίς ισχυρότατους σεισμούς. Η ανατολική και δυτική περιοχή του Μακράν διαφέρουν ως προς την σεισμική τους συμπεριφορά, όπου στην πρώτη έχουν καταγραφεί μεγάλα και ισχυρά γεγονότα ανάστροφης διάρρηξης, ενώ στη δυτική περιοχή υπάρχουν καταγεγραμμένοι ισχυροί ιστορικοί σεισμοί αλλά όχι στα νεότερα χρόνια.

Ο ιστορικός Πλούταρχος αναφέρει το 325 προ Χριστού την μερική καταστροφή του στόλου του Μεγάλου Αλεξάνδρου καθώς επέστρεφαν από την εκστρατεία στην Ινδία εξ' αιτίας ενός πιθανού tsunami (<http://www.drgeorgepc.com/Tsunami325BCIndiaAlexander.html>).

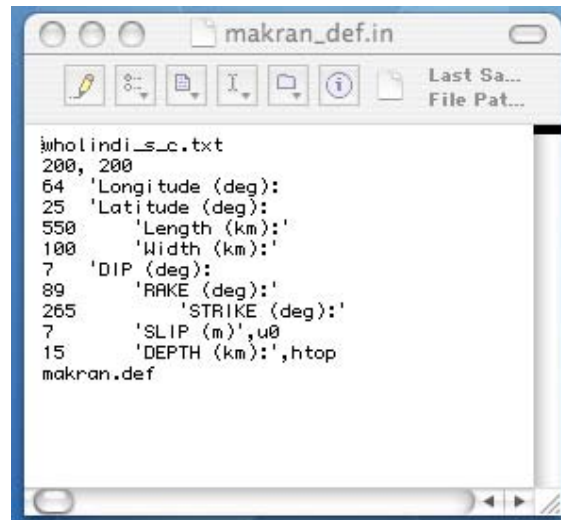
4.3.2. Το σεισμικό γεγονός του 1945 και οι επιπτώσεις του

Ο σεισμός του 27^{ης} Νοεμβρίου 1945 έλαβε χώρα στις 21:56:55 U.T. (28 Νοεμβρίου 1945 2:56:55 τοπική ώρα) στην υποθαλάσσια περιοχή

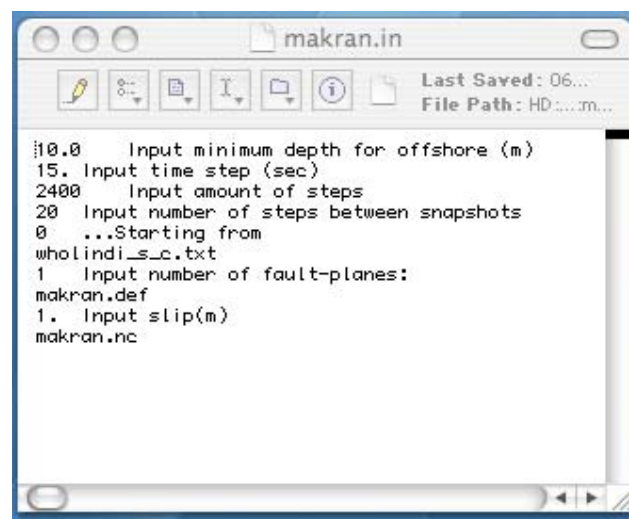
της πόλης Πασνί του Πακιστάν με επίκεντρο 25.15° Β και 63.48° Α. Χαρακτηρίζεται σαν σεισμός ανάστροφης διάρρηξης κατά μήκος των ορίων της λιθοσφαιρικής πλάκας. Το σεισμικό γεγονός προξένησε εκτεταμένες καταστροφές κατά μήκος της αραιοκατοικημένης παράκτιας ζώνης, tsunami καθώς και την ενεργοποίηση ηφαιστειών κοντά στο Hinglaj. Από τα ηφαίστεια δημιουργήθηκαν 4 ηφαιστειακά νησιά, εκπεμφθήκαν μεγάλες ποσότητες λάσπης και ηφαιστειακών αερίων και προκλήθηκαν αναφλέξεις.

Σύμφωνα με τον Pendse (1948) και τους Ambraseys και Melville (1982) εκτιμάται ότι στις παραθαλάσσιες περιοχές Πασνί και Όρμαρα κοντά στο επίκεντρο του σεισμού το ύψος του κύματος έφτασε τα 5 – 10 μέτρα. Το αρχικό κύμα που προκλήθηκε μετά τον σεισμό δεν εισχώρησε αρκετά στην ενδοχώρα. Αντίθετα, το tsunami που κατέστρεψε το Πασνί αναφέρεται ότι έφτασε 90-120 λεπτά (σύμφωνα με τους Ambraseys και Melville, 1982) ή και 3 ώρες μετά τον σεισμό (Pendse 1948). Το tsunami είχε ύψος 1.5 μέτρο στο Κάρατσι, 2 μέτρα κοντά στην Βομβάη, 0.5 μέτρο στις Σεϋχέλλες και προξένησε ισχυρές ζημιές στο Καρουάρ (ΝΔ Ινδία) και τη Μουσκάτ. Τα υποθαλάσσια καλώδια που συνέδεαν την Ινδία με την Αγγλία κόπηκαν σε οκτώ σημεία, υποδεικνύοντας την ύπαρξη υποθαλάσσιας κατολίσθησης (Byrne et al 1992).

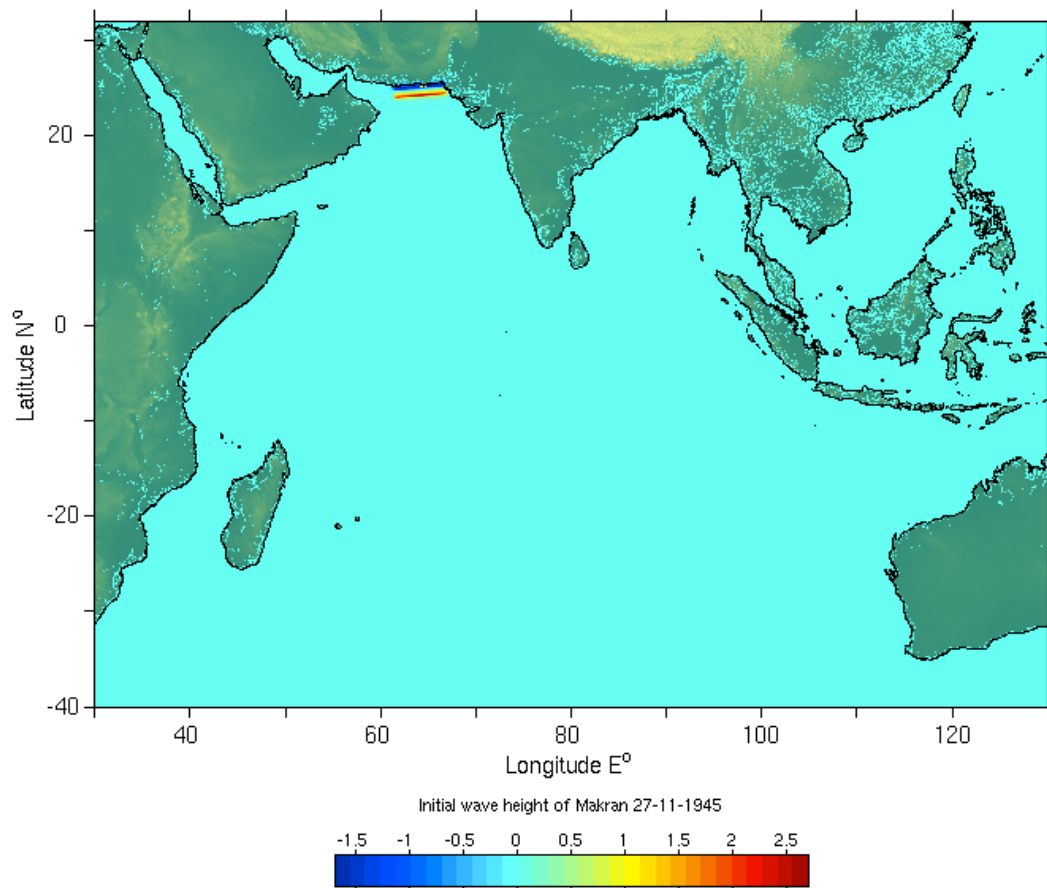
Στην παρούσα εργασία προσομοιώθηκε η διάδοση του tsunami για δέκα ώρες μετά τον ισχυρό σεισμό του 1945.



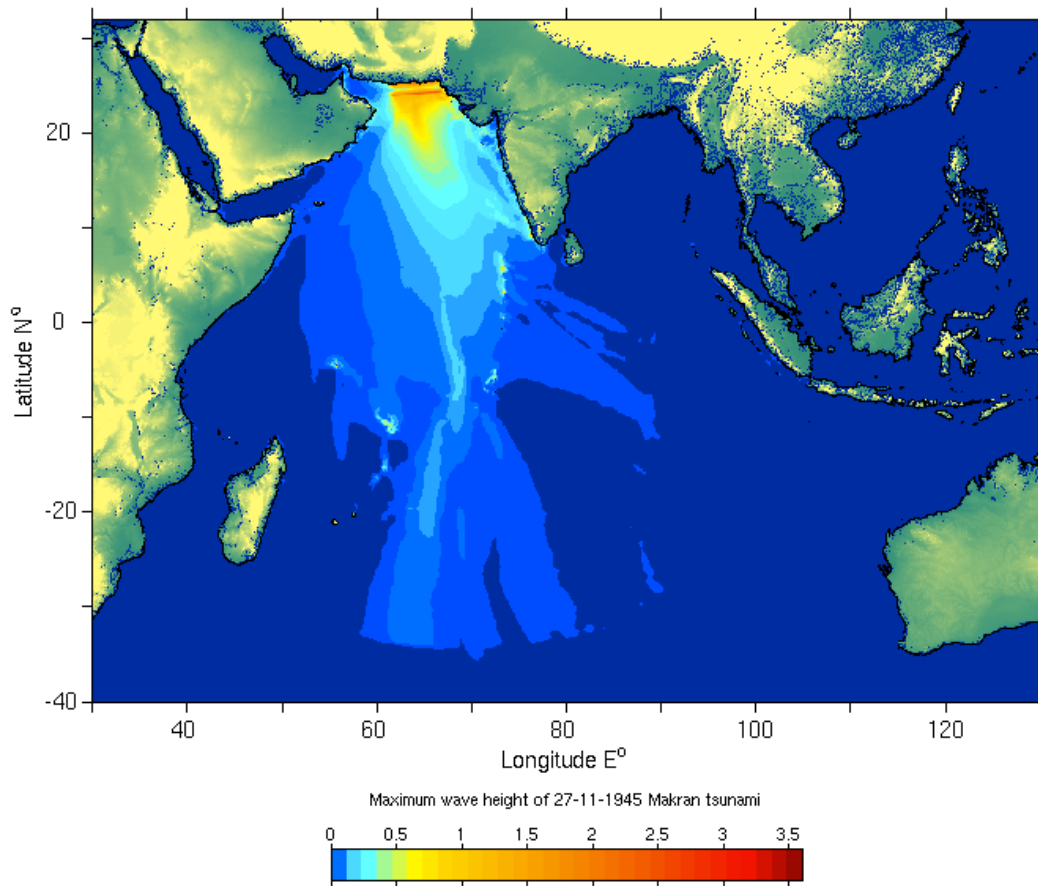
Σχέδιο 4.6. Ο μηχανισμός του σεισμού όπως χρησιμοποιήθηκε κατά την προσομοίωση.



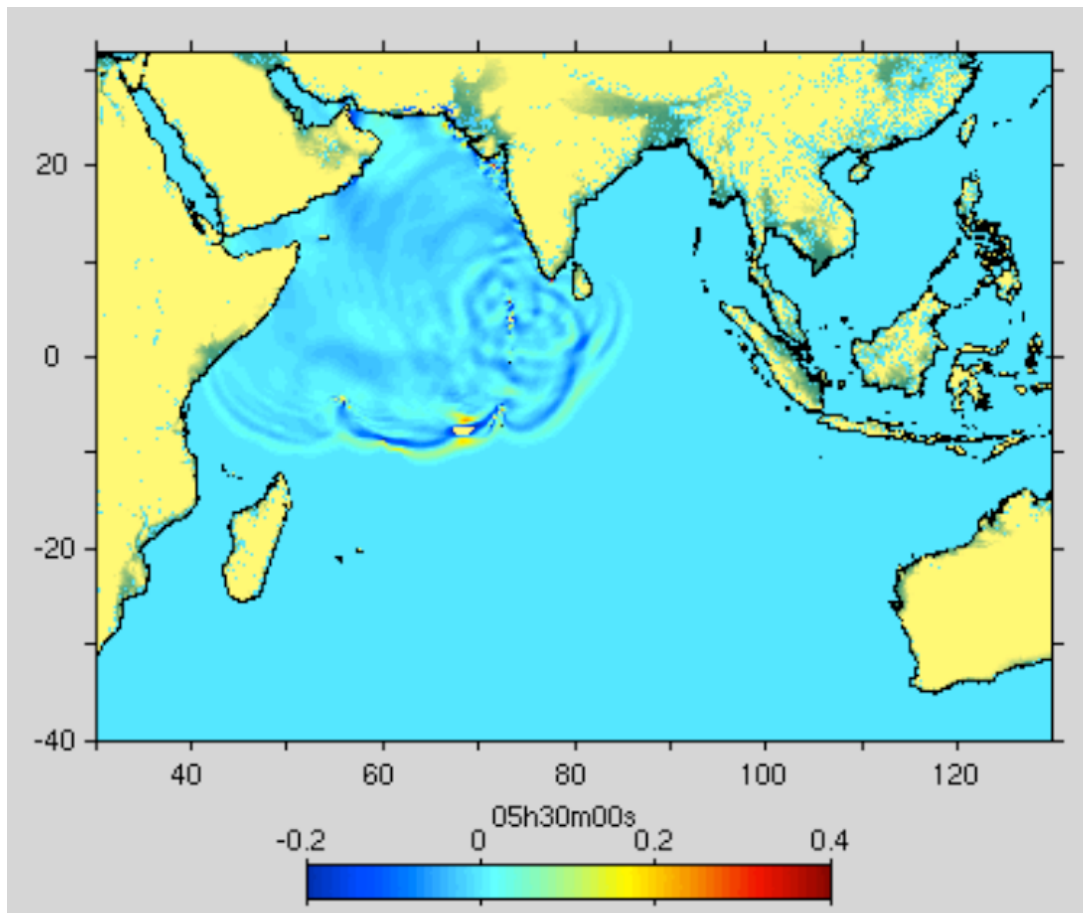
Σχέδιο 4.7. Τα υπολογιστικά δεδομένα του κώδικα MOST.



Σχέδιο 4.8. Η αρχική παραμόρφωση της επιφάνειας του ωκεανού.



Σχέδιο 4.9. Το μέγιστο ύψος του tsunami όπως υπολογίστηκε κατά την προσομοίωση.



Σχέδιο 4.10. Το tsunami μετά από 5.5 ώρες έχοντας προσβάλει τα νησιά των Μαλδιβών και τις Σεϋχέλλες κατευθύνεται προς τα νησιά Μασκαρέν. Παρατήρηση, ο κόλπος του Ομάν μόλις έχει αρχίσει να πλήττεται.

4.4. Σενάριο βάση του σεισμού του Μυανμάρ στις 2 Απριλίου 1762

4.4.1. Περιγραφή της περιοχής

Το βορειοανατολικό τμήμα της ινδικής υποηπείρου είναι μία από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές του πλανήτη, με χαρακτηριστικά έντονης διάβρωσης, ζώνες υποβύθισης, σεισμικά κενά, σεισμούς ανάστροφης διάρρηξης που συνιστούν σενάρια για μελλοντικούς σεισμούς και τη δημιουργία tsunami (Rastogi et al 2006). Αποτελείται κυρίως από τρία τμήματα : το τμήμα που εκτείνεται σχεδόν από ανατολή προς δύση μέχρι τα Ιμαλάια και οριοθετεί τα όρια σύγκρουσης μεταξύ της υποβυθιζόμενης Ινδικής Πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, το Ινδο-Βιρμανικό Τόξο που εκτείνεται σχεδόν από Βορρά προς Νότο μέχρι το Τόξο Άννταμαν, και την Ανατολική Σύναξη των Ιμαλαΐων η οποία βρίσκεται κάτω από τα προηγούμενα τμήματα.

Η περιοχή του Ινδο-Βιρμανικού Τόξου αποτελείται από τις σειρές των Αρακάν Γιόμα (Arakan Yoma), τους Λόφους Τσιν (Chin Hills) και τους Λόφους Νάγκα (Naga Hills), (από Νότο προς Βορρά), την Κεντρική Λεκάνη της Βιρμανία και τα ανατολικότερα υψίπεδα του οροπεδίου Σαν (Shan).

4.4.2. Σεισμικά γεγονότα

Η περιοχή της κεντρικής Λεκάνης της Βιρμανία χωρίζεται από το Ινδο-Βιρμανικό Τόξο από το Eastern Boundary Thrust γνωστό και ως ρήγμα του Kabaw. Η περιοχή αυτή έχει επιδείξει μία σειρά από ισχυρούς σεισμούς · ονομαστικά αναφέρονται ο σεισμός του 1750, του Αρακάν στις 2 Απριλίου 1762, ο σεισμός του 1878 που έχει συσχετιστεί με

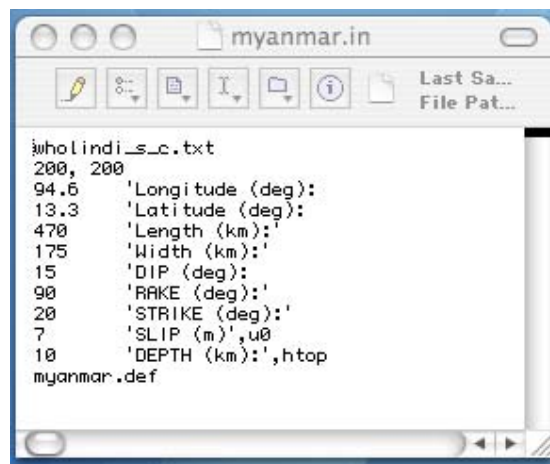
ανύψωση ύψους 6 m της δυτικής ακτής του Νήσου Ramree, ο μεγάλος σεισμός του Ασσάμ (Assam) το 1897 και στην ανατολική Βιρμανία ο σεισμός στις 23 Μαΐου 1912. Ακόμη, στην λεκάνη της Μπενγκάλης απαντώνται οι μεγάλοι σεισμοί που σημειώθηκαν τα έτη 1885, 1918, 1923, 1930 και ανατολικότερα οι σεισμοί του 1908, 1929, 1931, 1946 (Sahu et al 2006).

4.4.3. Το tsunami στις 2 Απριλίου 1762

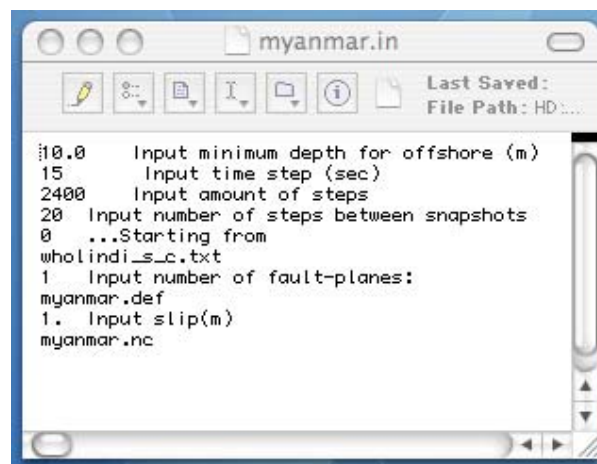
Ένα tsunami έχει αναφερθεί στην Ακτή της Μπενγκάλης στις 2 Απριλίου 1762 το οποίο προκλήθηκε από σεισμό που σημειώθηκε στην περιοχή των συνόρων Μπανγκλαντές - Βιρμανία. Πιστεύεται ότι το επίκεντρο βρισκόταν σε γεωγραφικό πλάτος 22° και μήκος 92° , 257 χιλιόμετρα ΝΑ της πρωτεύουσας του Μπανγκλαντές, Ντάκα (Dhaka). Η δόνηση προκάλεσε σημαντικές ζημιές στην πόλη Σιτταγκόνγκ (Chittagong) και σε άλλες περιοχές στην ανατολική Ακτή της Μπενγκάλης. Η ακτή του Αρακάν ανυψώθηκε για περισσότερο από 160 χιλιόμετρα. Ο σεισμός προκάλεσε και tsunami στην Ακτή της Μπενγκάλης. Το νερό στον Ποταμό Χούγκλυ (Hoogly River) στην Κολκάτα (Kolkata) ανυψώθηκε περί τα 2 μέτρα. Στη Ντάκα η ανύψωση του επιπέδου του νερού ήταν τόσο απότομη ώστε εκατοντάδες βάρκες αναποδογυρίστηκαν και πολλοί άνθρωποι πνίγηκαν. Αυτό το tsunami είναι το πιο πρόσφατο καλά μελετημένο στην περιοχή της Μπενγκάλης (Rastogi et al 2006).

4.4.4. Προσομοίωση του tsunami της 2^{ας} Απριλίου 1762

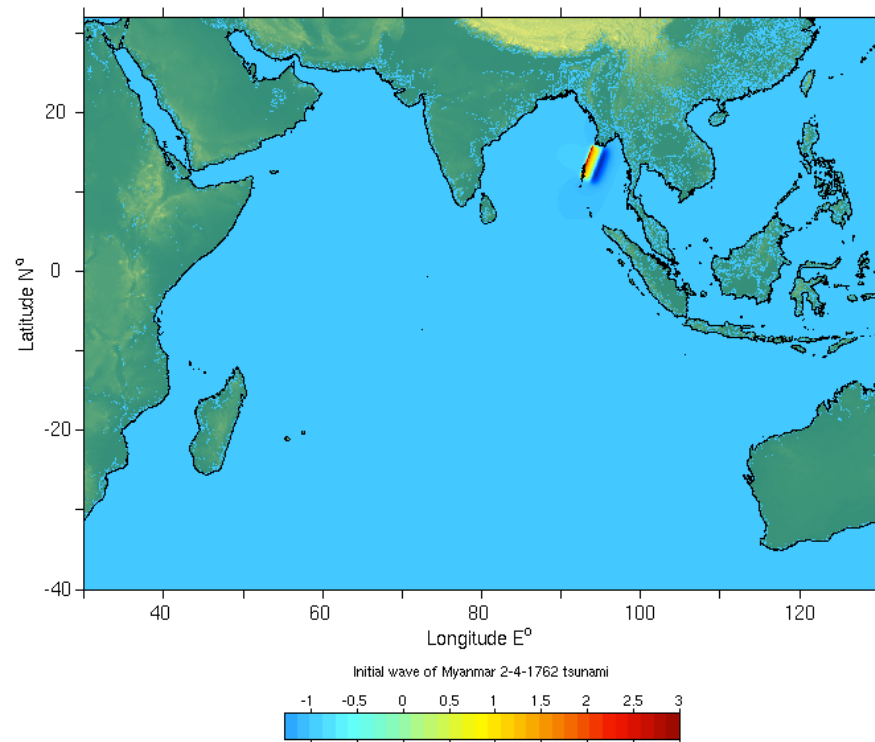
Εξ' αιτίας της έλλειψης στοιχείων για τον μηχανισμό του σεισμού, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα του Δρ. Ε. Οkaί με σκοπό την περιγραφή ενός σεναρίου ναί μεν με τα χαρακτηριστικά του ρήγματος και του σεισμού, αλλά με μεγαλύτερο αντίκτυπο ούτως ώστε να εξεταστούν οι χειρότερες δυνατές συνέπειες του tsunami.



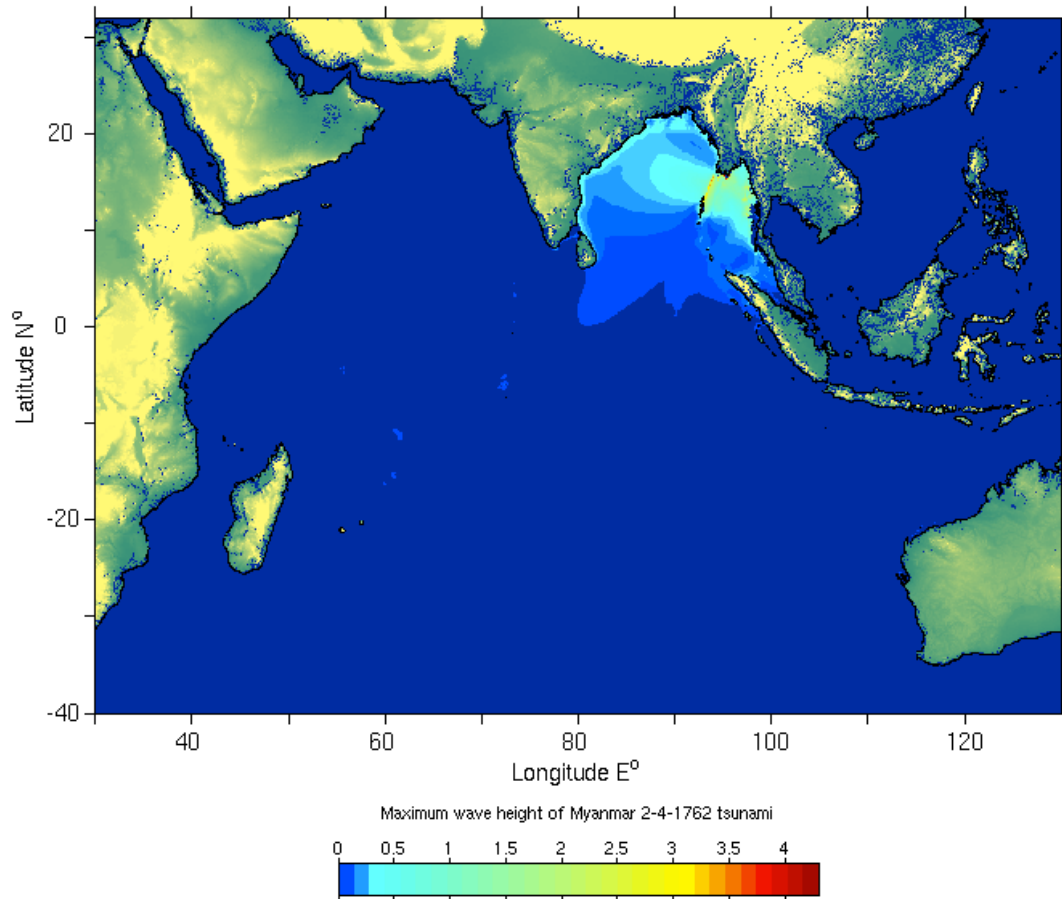
Σχέδιο 4.11. Ο μηχανισμός του σεισμού της 2 Απριλίου 1762.



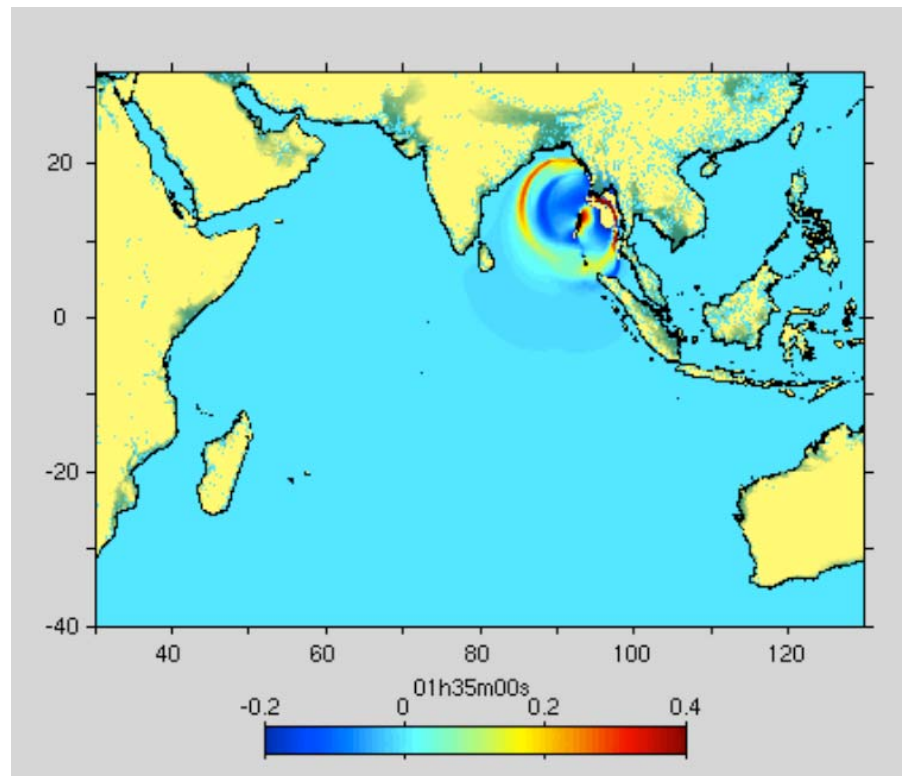
Σχέδιο 4.12. Οι υπολογιστικοί παράμετροι της προσομοίωσης.



Σχέδιο 4.13. Το αρχικό ύψος του tsunami, υπολογίστηκε στα 3.5 μέτρα.



Σχέδιο 4.14. Το μέγιστο ύψος του κύματος που παρατηρήθηκε κατά την προσομοίωση σε όλη την περιοχή του Ινδικού Ωκεανού. Η μέγιστη τιμή υπολογίστηκε στα 4.25 μέτρα.



Σχέδιο 4.15. Το tsunami μετά από 95 λεπτά έχοντας κτυπήσει τις ακτές της Ταϊλάνδης και της Βιρμανία κατευθύνεται προς το Μπανγκλαντές και την Ινδία, ενώ φαίνεται να έχει εγκλωβιστεί στον κόλπο της Βεγγάλη.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5°

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5°

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το tsunami που προκλήθηκε από τον σεισμό της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 εκτός ότι ήταν το πιο καταστροφικό που γνωρίζουμε ιστορικά και πέραν τις παγκόσμιας απήχησης και καταστροφής του, χαρακτηρίζεται και ως το πιο καλά καταγεγραμμένο , πράγμα το οποίο δεν συνέβαλε στη μείωση της τεράστιας απώλειας ζώων και περιουσιών. Δεδομένα υπάρχουν από παλιρροιογράφους, δορυφόρους αλλά και από αυτόπτες μάρτυρες. Η καταστροφή στον Ινδικό Ωκεανό είναι έκδηλη σε πάρα πολλές παραθαλάσσιες περιοχές, υποδεικνύοντας την άμεση ανάγκη για ενημέρωση και συνεργασία.

Ένα από τα σημαντικότερα ευρήματα από τις παρατηρήσεις αυτές είναι η κατευθυντικότητα που δίνουν στα tsunami τα μεσωκεάνεια ρύγχη. Εξ' αιτίας αυτής της μορφολογίας του βυθού σε πιθανό κίνδυνο από tsunami βρίσκονται και περιοχές που όχι μόνο δεν είναι απέναντι από το μέτωπο του σεισμικών πηγών που προσομοιώθηκαν αλλά βρίσκονται και σε μεγάλη απόσταση από αυτές. Τέτοιες περιοχές είναι τα στενά μεταξύ Σομαλίας και Υεμένης, τα νησιά Μασκαρέν, η Μαδαγασκάρη, οι Σεϋχέλλες καθώς και τα νησιά νοτιοδυτικά του Ινδικού Ωκεανού. Σύμφωνα πάντα με την προσομοίωση αυτό παρατηρείται και στην περίπτωση του tsunami που προκλήθηκε από τον σεισμό του Μυανμάρ το 1762, έστω και αν επηρεάζει κυρίως τον κόλπο της Βεγγάλη.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει και το γεγονός της ανάκλασης του κύματος προς την Ινδία πιθανώς από τα νησιά των Μαλδιβών. Έτσι, σε όλα τα

αποτελέσματα των προσομοιώσεων είναι εμφανές ότι πλήττεται τόσο η δυτική όσο και η ανατολική πλευρά της Ινδίας ανεξαρτήτως από ποια πλευρά βρίσκεται η πηγή.

Σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις των ερευνητικών αποστολών βρίσκονται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων όσον αφορά την πολικότητα του κύματος, δηλαδή τη διάδοσή του από την πλευρά της ανύψωσης του πυθμένα στην περιοχή του σεισμού σαν LEN wave και από την πλευρά της καθίζησης σαν LDN wave. Κατά γενική ομολογία, σύμφωνοι είναι και οι χρόνοι άφιξης του κύματος όπως παρατηρήθηκαν και όπως υπολογίστηκαν από τον κώδικα MOST. Υπάρχουν σχετικά παραπλήσια αποτελέσματα όσον αφορά την κατεύθυνση αλλά και τον τρόπο που έπληξε το tsunami της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 τα νησιά Φι-Φι. Έχει αναφερθεί ότι το κύμα έβαλε τα νησιά και από τις δύο κατευθύνσεις πράγμα το οποίο είναι προφανές και από τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων. Η περιοχή της Ταϊλάνδης είναι ευάλωτη από κτυπήματα από tsunami, και ιδίως από το tsunami του Μιανμάρ το 1762, παρ' όλο που προστατεύεται από τους κοραλλιογενείς υφάλους.

Τέλος, σημειώνεται και η καταστρεπτική ιδιότητα των tsunami (ανάλογα με το μέγεθος τους) να ακολουθούν την περίμετρο των νησιών δημιουργώντας μεγαλύτερες ζημιές και απώλειες στο σημείο όπου επανενώνονται τα κύματα στην πίσω πλευρά των νησιών. Όμοιο αποτέλεσμα προέκυψε κατά την προσομοίωση του megatsunami του 2004 στα νησιά Μασκαρέν.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ambraseys. N.N. (1960) The seismic sea wave of 9 July 1956 in the Greek Archipelago, *J. Geoph. Res.* **65**, 1257–1265.

Atwater, B.F., S. Musimi, K. Satake, Y. Tsuji, K. Ueda, and D.K. Yamaguchi, 2005, The orphan tsunami of 1700, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1707, USGS, Washington, DC.

Bardet, J.-P., C.E. Synolakis, H.L. Davies, F. Imamura, and E.A. Okal, 2003, Landslide tsunamis: Recent findings and research directions, *Pure App. Geoph.*, **160**, (10/11), 179–1809.

Bearak, B., 2005. The day the sea came, *New York Times*, November 27, 2005, section 6.

Ben-Menahem, A., and M. Rosenman, 1972, Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **77**, 3097-3128.

Briggs, M.J., Synolakis, C.E., Harkins, G.S. and Green, D. 1994. Laboratory experiments of tsunami runup on a circular island, *Pure App. Geoph.*, **144**, 569–593.

Briggs, M.J., Synolakis, C.E., Harkins, G.S., Hughes, S.A. 1995, Large Scale Three Dimensional Experiments of Tsunami Indundation, in Tsunami : Progress in Prediction, Disaster prevention and Warning, Tsuchiya Y. and Shuto, N. (eds), 129–149. Kluwer, Boston.

Borrero, J.C., Dolan, J.F., and Synolakis, C.E. (2001). Tsunamis within the eastern Santa Barbara Channel. *Geophysical Research Letters*, **28** (4), 643-646.

Borrero J.C., Legg, M.R., Synolakis, C.E. 2004 Tsunami Sources in the Southern California Bight, *Geophysical Research Letters*, **28** (4), 643–646.

Borrero, J.C., 2005a, Field Survey of Northern Sumatra and Banda Aceh, Indonesia after the Tsunami and Earthquake of 26 December 2004, *Seismological Research Letters*, **76** (3), 312-320.

Borrero, J. C., 2005b, Field Data and Satellite Imagery of Tsunami Effects in Banda Aceh, *Science*, **308**, 1596.

Borrero, J., Cho, S., Moore, J.E., Richardson H.W., Synolakis, C.E., 2005, Could it happen here, *Civil Engineering*, **75** (4) 55-65, 133.

Borrero, J.C., Synolakis, C.E., and Fritz, H., 2006, Field Surveys northern Sumatra after the Tsunami and Earthquake of 26 December 2004, *Earthquake Spectra*, this issue.

Borrero, J.C., Sieh, K., Chlieh, M., Synolakis, C.E., 2006, Tsunami inundation modeling for western Sumatra, *Proceedings National Academy of Sciences*, **103** (52), 19673-19677.

Dalrymple, R.A., & Kriebel, D.L., 2005, Lessons in Engineering from the Tsunami in Thailand, *The Bridge, Proc. Nat. Acad. Eng.*, **35** (2).

Fernando, H.J.S., J.L. McCulley, S.G. Mendis, and K. Perera, 2005, Coral Poaching Worsens Tsunami Destruction in Sri Lanka, *Eos*, **86**:301,304.

Danielsen F. and others, The asian tsunami : A protective role for coastal vegetation, *Science*, **310**, 643.

Eskijian, M.I., 2006, Port and harbor damage -South India and the Andaman Islands, *8th National Conference on Earthquake Engineering*, In press.

Friedrich, W.L., Kromer, B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T., Talamo, S., Santorini eruption radiocarbon dated to 1627 - 1600 B.C., *Science*, **312**, 548.

Fritz, H., Borrero, J.C., 2005, Somalia field survey of the 2004 Indian Ocean Tsunami, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2005*.

Gardner, C.S. Green, J.M., Kruskal, M.D., Miura, R.M., 1997, Method for solving the KdV equation, *Phys. Rev. Lett.*, **19**, 1095–1097.

Geist, E., 1997, Local tsunamis and earthquake source parameters, *Advances in Geophysics*, **39**, 117–209.

Geist, E.L., Titov, V.V., and Synolakis, C.E., 2006, Tsunami: wave of change, *Scientific American*, **294**, 56-63.

Geological Society of India, 2005, *Great tsunami, 26 December, 2004 Sumatra Region*.

Gersonde R., Kyte, F.T., Bleil, U., Diekmann, B., Flores, J.A., Gohl K., Grahl, G., Hagen, R., Kuhn, G., Sierro, F.J., Volker, D., Abelmann, A., Bostwick, J.A., 1997, Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean, *Nature*, **390**, 357-363.

Goff, J., Liu, P.L.-F., Higman, B., Morton, R., Jaffe, B.E., Fernando, H., Lynett, P., Fritz, H., Synolakis, C., and Fernando, S. The December 26th 2004 Indian Ocean Tsunami in Sri Lanka, *Earthquake Spectra*.

Goto, C. and Shuto, N., 1983, Numerical propagation of tsunami propagation and runup, in *Tsunamis and their engineering*, Terrapub, Tokyo, Japan, 439–451.

Kanoglu, U. and Synolakis, C.E., 1998, Long wave runup on piecewise linear topographies, *J. Fluid Mech.*, **374**, 1-28.

Kawata, Y., Benson, B., Borrero, J.C., Borrero, J.L., Davies, H.L., deLange, W.P., Imamura, F., Letz, H., Nott, J., and Synolakis, C.E. (1999), Tsunami in Papua New Guinea was as Intense as First Thought *Eos, Trans. AGU* **80** (9), 101, 104 – 105.

Jackson, L.E., Barrie, J.V., Forbes, D.L., Shaw, J., Manson, G.K., Schmidt, M., 2005, Effects of the 26 December 2004 tsunami in the Republic of Seychelles, Report of the Canada-UNESCO Indian Ocean Tsunami Expedition, Geological Survey of Canada, 75p.

Jaffe, B.E., Borrero, J.C., Prasetya, G.S., Peters, R., McAdoo, B., Gelfenbaum, G., Morton, R., Ruggiero, P., Bretwood, H., Dengler, L., Hidayat, R., Kingsley, E., Kongko, W., Lukijanto, Moore, A., Titov, V., and Yulianto, E. , 2006, The December 26th 2004 Indian Ocean tsunami in Northwest Sumatra and Offshore Islands, *Earthquake Spectra*.

Lautenbacher, C.C., 1970, Gravity Wave Refraction by Islands, *J. Fluid Mech.*, **41**, 655-672.

Liu, P.L.F., Synolakis, C.E., Yeh, and H.H. ,1991, Report on the International Workshop on Long Wave Runup, *J. Fluid Mech.* **229**, 675–688.

Liu, P. L-F, Cho, Y-S, Briggs, M..J., Kanoglu, U. and Synolakis, C.E., 1995, Runup of solitary waves on a circular island, *J. Fluid Mech.* **320**, 259–285.

Liu, P.L-F., Lynett, P., Fernando, H., Jaffe, B.E., Fritz, H., Higman,B., Morton, R., Goff, J., Synolakis, C.E., 2005, Observations by the International Tsunami Survey Team in Sri Lanka, *Science*, **308**, 1595.

Lynett, P.J., J.C. Borrero, P.L.-F. Liu, and C.E. Synolakis, 2003, Field Survey and Numerical Simulations: A Review of the 1998 Papua New Guinea Earthquake and Tsunami, *Pure and Appl. Geoph.* **160**, (10–11), 2119–2146

Model Shows Islands Muted Tsunami After Latest Indonesian Quake, 2005, *Science*, vol.308.

Natawidjaja, D.H., Sieh, K., Chlieh, M., Galetzka, J.,m Suwargad, B.W.,m Cheng. H., Edwards, R.L., Avouac, J-P., Ward, S.N., 2006, Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls, *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, (4), 1135 – 1154.

- Okal, E.A. and Synolakis, C.E., 2003, A Theoretical Comparison of Tsunamis from Dislocations and Landslides, *Pure and Applied Geophysics*, V.160, no. 10-11, pp. 2177 – 2188.
- Okal, E.A., and Synolakis, C.E., 2004, Source discriminants for nearfield tsunamis, *Geoph. J. Inter.*, **158**, 899–912.
- Okal, E.A., L. Dengler, S. Araya, J.C. Borrero, B. Gomer, S. Koshimura, G. Laos, D. Olcese, M. Ortiz, M. Swensson, V.V. Titov, and F. Vegas, 2002, A field survey of the Camana, Peru tsunami of June 23, 2001, *Seismol. Res. Letts.*, **73**, 904-917.
- Okal, E.A., H.M. Fritz, C.E. Synolakis, P.E. Raad, Y. Al-Shijbi and M. Al-Saifi, 2006a, Field Survey of the 2004 Indonesian Tsunami in Oman, *Earthquake Spectra*.
- Okal, E.A., H.M. Fritz, R. Raveloson, G. Joelson, P. Pancoskova and G. Rambolamanana, 2006b , Field Survey of the 2004 Indonesian Tsunami in Madagascar, *Earthquake Spectra*
- Okal, E.A., A. Sladen, and E.A.-S. Okal, 2006c, Field survey of the 2004 Indonesian tsunami on Rodrigues, Mauritius and Réunion Islands, *Earthquake Spectra*, this issue.
- Pararas-Karayannis, G., 2005, <http://www.drgeorgepc.com/Tsunami2004Indonesia.html>.
- Peregrine, D.H., 1966, Calculations of the development of an undular bore, *J. Fluid Mech*, **35**, 321–330.
- Peregrine, D.H., Long waves on a beach, 1967, *J. Fluid Mech.* **35**, 321–330.
- Raichlen, F., 1966, Harbor Resonance, in *Coastline and Estuarine Hydrodynamics*, Ed A.T. Ippen, McGraw Hill.
- Ramanamurthy, M.V. and others, Inundation of sea water in Andaman and Nicobar Islands and parts of Tamil Nadu coast during 2004 Sumatra tsunami, *Current Science*, **88**, (11), 1736-1740.

Ramachandran S., S. Anitha, V. Balamurugan, K. Dharanirajan, K. Ezhil Vendhan, Marie Irene Preeti Divien, A. Senthil Vel, I. Sujjahad Hussain and A. Udayaraj, 2005, Ecological impact of tsunami on Nicobar Islands, *Current Science*, **89**, (1), 195-200.

Rastogi, B.K. and Jaiswal, R.K., 2006, A catalog of tsunamis in the Indian Ocean, *Science of Tsunami Hazards*, **25** (3) 128-143.

Sahu, V.K., Gahalaut, V.K., Rajput, S., Chadha R.K., Laishram, S.S., Kumar, A. ,2006, Crustal deformation in the Indo-Burmese arc region: implications from the Myanmar and Southeast Asia GPS measurements, *CURRENT SCIENCE*, VOL. 90, NO. 12.

Satake K, Shimazaki K, Tsuji Y, and Ueda K. 1996, Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami. *Nature*, **379**, 203–204.

Satake, K., and others 2006, Tsunami heights and damage along the Myanmar coast from the December 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Earth, Planets Space*, **58**, 1-10.

Singarasubramanian, S.R., Mukesh, M.V., Manoharan, K., Murugan, S., Bakkiaraj, D., Peter, A.J., Seralathan, P. 2006, SEDIMENT CHARACTERISTICS OF THE M-9 TSUNAMI EVENT BETWEEN RAMESWARAM AND THOOTHUKUDI, GULF OF MANNAR, SOUTHEAST COAST OF INDIA , *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 25, No. 3, page 160.

Siripong, A., 2006, Distribution of Tsunami Run-up Along the Andaman coast of Thailand. *Earthquake Spectra*.

Shuto, N. 1967 Run-up of standing waves in a front of a sloping dike. *Costal Engineering in Japan*, **10**, 23–38.

Smith, W.H.F., Scharroo, R. , Titov, V.V., Arcas, D., and Arbic, B.K., (2005), Satellite altimeters measure tsunami, *Oceanography*, vol.18, No.2.

Stein, S., and Okal, E.A., 2005, Size and speed of the Sumatra earthquake, *Nature*, **434**, 581-582.

Stein, S., and Okal, E.A., 2006, Ultra-long period seismic study of the December 2004 Indian Ocean earthquake and implications for regional tectonics and the subduction process, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*.

Synolakis, C.E. 1986, The Runup of Long Waves. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California, 91125. 228 pp.

Synolakis, C.E., 1987, The runup of solitary waves, *J. Fluid Mech.* **185**, 523–545.

Synolakis, C.E., Imamura, F., Tsuji, Y., Matsutomi, S., Tinti, B., Cook, B., and Ushman, M., 1995, Damage Conditions of East Java tsunami of 1994 analyzed, *EOS, Transactions, AGU*, **76**, (26), 257 and 261-262.

Synolakis, C.E., Liu, P., Carrier, G., and Yeh, J., 1997, Tsunamigenic sea-floor deformations. *Science*, **278** (5338), 598 – 600.

Synolakis C.E., McCarthy, R., Bernard, E.N., 1997,. Evaluating the Tsunami Risk in California. in *Proc. ASCE California and the World Ocean '97*, San Diego, CA, 1225 – 1236.

Synolakis, C.E., Bardet, J.P., Borrero, J.C., Davies, H., Okal, E.A., Silver, E.A., Sweet, S., Tappin, D.R. (2002). Slump Origin of the 1998 Papua New Guinea Tsunami *Proc. R. Soc. Lond. A.*, **458**, 763–789.

Synolakis, C.E., 2003, Tsunami and Seiche, in *Earthquake Engineering Handbook*, edited by Chen, W.F and Scawthorn, C., CRC Press, 9-1 to 9-90.

Synolakis, C.E., India must cooperate on tsunami warning systems, 2005, *Nature*, **434** 17–18

Synolakis, C.E., E.A. Okal, and E.N. Bernard, 2005, The megatsunami of December 26, 2004, *The Bridge*, **35**, (2), 26-35.

Synolakis, C.E., 2006, Hydrodynamics observations during the 2004 megatsunami, *Earthquake Spectra*.

Synolakis, C.E., 2006, Tsunami runup measurements of the 2004 megatsunami., Summary report on the Great Sumatra Earthquakes and Indian Ocean Tsunamis of 26 December 2004 and 28 March 2005, EERI.

Tadepalli, S. and Synolakis, C.E., 1994, The Runup of N-waves. *Proc. Roy. Soc., Lon, A*, **445**, 99–112.

Tadepalli S. and Synolakis, C.E., 1996, Model for the leading waves of tsunamis, *Physical Review Letters*, **77**, 2141–2145.

Titov, V.V. and Synolakis, C.E. 1995, Modeling of breaking and non-breaking long-wave evolution and runup using VTCS-2. *J. Water. Port, Ocean and Coastal Engin.*, **121** (6), 308 – 316.

Titov, V.V., and Synolakis, C.E., 1997, Extreme inundation flows during the Hokkaido–Nansei-Oki tsunami, *Geophysical Research Letters*, **24** (11), 1315 – 1318.

Titov, V.V., and Synolakis, C.E. , 1998, Numerical modeling of tidal wave runup, *Journal of Waterway, Port, Ocean and Coastal Engineering*, **124** (4), 157 – 171.

Titov, V.V., F.I. Gonzalez, E.M. Bernard, M.C. Eble, H.O. Mofjeld, J.C. Newman, and A.J. Venturato. 2005. Real-time tsunami forecasting, *Natural Hazards* **35**(1), 45-58.

Titov, V.V., and Gonzalez, F.I. (1997): Implementation and testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) model, *NOAA Technical Memorandum*, ERL PMEL-112, 11 pp.

Titov, V. V., Rabinovich, A. B., Mofjeld, H. O., Thomson, R. E., & Gonzalez, F. I., 2005, The global reach of the 26 December 2004 Sumatra Tsunami, *Science*, **309**, 2045–2048.

Ward, S.N. and Asphaug, E., 2000. Asteroid impact tsunami: a probabilistic hazard assessment, *Icarus*, v. 145, p. 64-78.

Wiegel, R.L., 1955, Laboratory Studies of Gravity Waves Generated by the Movement of a Submerged Body. *Trans. AGU* **36** (5), 759–774.

Yalciner, A.C., Ghazali, N.H. Abd-Wahab A.K., 2005, December 26, 2004, IO tsunami field survey at north west peninsular Malaysian coast, *METU report*, 14p.

Yeh, H., Imamura, F., Synolakis, C.E., Tsuji, Y., Liu, P., Shi., S., 1993, The Flores Island Tsunamis, *EOS, Transactions, AGU* **74** (33), 369 and 371-373.

Yeh, H., Liu, P.F. and Synolakis, C.E., 1996, *Long Wave Runup Models*, World Scientific, 403 pages.

Yeh H., Liu, P.L-F., Briggs M., Synolakis, C.E., 1994, Tsunami Catastrophe in Babi Island, *Nature*, **372**, 6503–6508. Yeh, H., Francis, M., Peterson, C., Katada, T., Latha, G., Chadha, R.K., Singh, J.P., and Raghuramna, G., 2006, Tsunami Survey along the South-East Indian Coast, *Earthquake Spectra*.

Zachariasen, J., Sieh, K., Taylor, F., Edwards, R.L., Hantoro, W.S., 1999, Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: Evidence from coral microatolls, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. B1, 895-919.

Sites

<http://www.drgeorgepc.com>

www.noaa.gov/tsunamis.html

www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html

http://en.wikipedia.org/wiki/Indian_Ocean

www.usc.edu/dept/tsunamis

