



**Universiteti Politeknik i Tiranës
Fakulteti i Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike
Dega Inxhinieri Fizike**

DISERTACION PËR MBROJTJE DOKTORATURE

**VALËT MEKANIKE UJORE TË GJENERUARA NGA
LËKUNDJET SIZMIKE NË BASENET E DETEVE
ADRIATIK DHE JON**



**Përgatitur nga
M.Sc. Adisa Daberdini**

**Udhëheqës Shkencor
Prof. Dr. Rrapo Ormëni**

Tiranë 2016

DISERTACION PËR MBROJTJE DOKTORATURE

**VALËT MEKANIKE UJORE TË GJENERUARA NGA LËKUNDJET SIZMIKE
NË BAZENET E DETEVE ADRIATIK DHE JON**

Përgatitur nga

Msc. Adisa Daberdini

Udhëheqës

Prof.Dr. Rrapo Ormëni

KOMISIONI VLERËSIMIT

- | | |
|------------------------------|------------------|
| 1. Prof. Dr. Pëllumb BERBERI | KRYETAR |
| 2. Prof. Dr. Partizan MALKAJ | ANËTAR (OPONENT) |
| 3. Prof. Dr. Adil NEZIRAJ | ANËTAR (OPONENT) |
| 4. Prof. Dr. Vilson BARE | ANËTAR |
| 5. Prof.Asoc. Ilir VULKAJ | ANËTAR |

DATA E MBROJTES 30/06/2016

Nëse nuk ke guxim nuk mund ta zbulosh kurr se çfarë të pret përpara, nëse nuk ke besim nuk mund ta dish asnjëherë se kush mund të jesh në të ardhmen tënde dhe nëse merr dije me mirësi duhet ta japësh në të njëjtën mënyrë.

Adisa Daberdini

Mirënjohje

Përpyjekja, hulumtimi i paraqitur në këtë tezë është kryer në bashkëpunimin me shumë institucione shkencore, Departamenteve në Institutin e Gjeodshkencës Energjisë Ujit e Mjedisit dhe Institutit Gjeografik Ushtarak. Mirënjohje për këto Institucione Shkencore.

Falenderoj udhëheqësin tim shkencor Prof. Dr RRAPO ORMËNI për nxitjen, mbështetje ,e monitorimin e gjithë punës time, ndihmën e tij në shkrimin e punimeve shkencore, si dhe për mundësinë që më ka dhënë për të marrë pjesë në takime shkencore ndërkombëtare. Ai me njohuritë e thella, eksperiencën dhe gatishmërinë e tij me ka ndihmuar për realizimin dhe përfundimin me sukses të këtij punimi. Mirënjohja ime ndaj tij nuk është vetëm si një profesor i mire por dhe sepse ka qënë për mua një figurë e palodhur atërore që më ka dhënë një dore të fuqishme sa herë që kam qënë duke u dorëzuar.

Falenderoj gjithashtu Prof.Dr. TATJANA MULAJ për mbështetjen dhe suportin moral dhe dijesor që më ka dhënë në të gjithë këto vite.

Jam mirënjohës Prof.Dr. PËLLUMB BERBERIT, si drejtues i shkollës së Doktoraturës, për dashamirësinë që ka treguar në të gjithë këtë proces, si dhe për diskutimet shkencore, në dy prezantimet e bëra në Departamentin e Fizikës të Fakultetit të Inxhinierisë Matematike e Fizike.

Jam mirënjohës Prof.Dr. PARTIZAN MALKAJ Përgjigjes i Departamentit të Fizikës për inkurajimin dhe ndihmën e vazhdueshme.

Falënderoj Msc. ANDUEL CAULI në Institutin Gjeografik Ushtarak për ndihmën në matjet dhe punimin me software-et e bazenit të deteve Adriatik dhe Jon.

Falenderoj ARBER ORMËNIN për gjetjen e software-ve, eksperimentimin me software-t, përpunimin e të dhënave dhe për simulimin e ngjarjeve të cunameve në detet tona.

Një falenderim të veçantë ja kushtojë familjes time dhe veçanërisht nënës që me ka përkrahur në këtë rrugëtim të mundimshëm por të bukur.

PËRMBAJTJA

PARATHËNIE	10
PËRMBLEDHJE	12
ABSTRACT.....	22
HYRJE	24
I. NJOHURI TË PËRGJITHSHME MBI NDËRTIMIN E TOKËS DHE TË SIZMICITETIT ..	27
1.1 KARAKTERISTIKA E NDËRTIMIT TË TOKËS.....	27
1.2.Karakteristikat e burimeve sizmike	29
1.3. Gjeodinamika dhe sizmiciteti i albanideve dhe rajoneve rreth tyre	31
1.4 Sizmiciteti i Shqipërisë.....	33
II. TË DHËNA TË PËRGJITHSHME MBI CUNAMET DHE BASENIN E DETIT ADRIATIK DHE JON	34
II.1 Të dhëna të përgjithshme mbi Detin Mesdhe dhe basenet e deteve Adriatik dhe Jon	34
II.2 Cunamet dhe Tërmetet Cunamor	38
II.3 Ndikimi i burimeve sizmike tek cunamet.....	41
II.4 Shpërndarja e cunameve në tokë	44
III. BAZA E TË DHËNAVE TË BATHIMETRISË SË ADRIATIKUT DHE TË JONIT	46
III.1. Të dhëna të cunameve dhe tërmeteve historike	46
III.2 Baza e të dhënave të Bathimetrisë së Adriatikut dhe të Jonit	46
III.3 Të dhënat mbi programin për përpilimin e hartave Caris Base Editor 4.1.....	48
III.3 Hartat e profileve të bregdetit të Shqipërisë dhe koordinatat e tyre.....	50
III.4 Të dhënat e bathimetrisë për pjesën e bregdetit Shqipëtar më problematik në shekujt e kaluar	56
III.5 Të dhënat e marra që janë të nevojshme për ndërtimin e burimit cunamor.	61
III.6. Të dhënat tabelare për të gjitha profilet dhe për të gjitha thellësitë e marra.	63
IV. METODOLOGJIA	74
IV.1 Modelimi i thjeshtë empirik i valës së cunamit	74
IV.2 Sedimentimi i cunamit	75
IV.3 Modelimi numerik për valët e cunamit.....	78
IV.4. Modelimi numerik sipas modelit Bousinessq	93
IV.5. Modelimi i cunamit sipas funksioneve të Green-it	99
V. ANALIZA E REZULTATEVE	103
V.1 Skenari i vlerësimit të rrezikut të cunamit me origjinë tektonike në Detet Adriatik dhe Jon ..	103
V.2 Efektet e mundshme të cunamit në ekosistemin detar nga gjenerimi i tij në detet Adriatik dhe Jon.....	112

V.3 Analiza numerike e marrë nga modelimi numerik.....	116
V.4 Modelimi i cunamit me programe simulimi në detet Adriatik dhe Jon.....	129
VI. PARALAJMERIMËT E CUNAMIT PËR BREGDETIN ADRIATIK DHE JON.....	152
VI.1. Sistemet e paralajmerimit të Cunameve	152
VI.2. Funkcionimi i Sistemeve të paralajmërimit të cunamit.....	152
VI.3. Shkallët e rrezikut të cunamit në vendin tonë.....	154
VI.4 Sistem për paralajmërimin e Cunamit	155
PËRFUNDIME	158
REKOMANDIME	162
LITERATURA	163
ANEKSI 1.....	166
ANEKSI 2.....	170

SHKURTIMET E FJALËVE

- GLOSS - Global Sea Level Observing System
- GPS- Global Positioning System
- ASFG- funksion i Green-it një-burim-shumë-marrës
- POI- Një pikë të interesit të funksionit të Green-it
- SZ - Zonë Burimi
- BTE- Boussinesq Type Equations
- LSWE- Linear Shallow Water Equations
- NLSWE – Nonlinear Shallow Water Equations
- TEWS – Tsunami Early Warning System

SIMBOLET E PËRDORURA

- M - Magnituda e tërmetit
- H - Thellësia e valës [m]
- L – Gjatësia Valore [m]
- T- Perioda e valës [s]
- c – Shpejtësia
- cg – Shpejtësia në grup
- g – Nxitimi gravitacional
- p (x, y, z, t) – Presioni i lëngut
- $\mathbf{v} = (u, v, w)$ – Vektori i shpejtësisë së lëngut
- α – Këndi i fundit të detit [rad]
- ε – Parametri i amplitudës
- η – Ngritja e lirë e sipërfaqes së ujit [m]
- μ – Parametri i gjatësisë valore
- ρ – Densiteti i lëngut
- $\phi(x, y, z, t)$ – Shpejtësia potenciale [m^2/s]
- $\phi(x, y, z, t)$ – Transformimi Fourier i shpejtësisë potenciale [m^2/s]
- ω – Frekuenca këndore [rad/s]

PARATHËNIE

Cunami është fjalë Japoneze dhe do të thotë “valë e madhe në port” dhe në fakt valë të tilla shpesh zhvillohen si një fenomen i ardhjes së masës së ujit në port pas një tërmeti në det të hapur dhe kjo gjithashtu jep dhe kuptimin më të qartë të termit japonezë.

Valët e cunameve mund të shkaktohen nga ndikime të ndryshme në det. Shumica e Cunameve kane origjin nga termetet e forte me vatra në fundin e baseneve të mëdha ujore (Oqeanë, Dete). Tërmeti është një ngjarje sizmike që mund të ndodhi për arsye të ndryshme. Arsyetja e parë pse ndodh një tërmet është nga kontakti i pllakave tektonike dhe valët lëkundëse që ato përcjellin e që ndihet dhe në sipërfaqe. Dy valë kryesore të cilat quhen valë sizmike janë vala gjatësore dhe vala tërthore. Por në këtë tezë dizertacioni ne do të studiojmë një fenomen shumë të veçantë dhe specifik, që është rezultat i tërmeteve.

Ne do të studiojmë kalimin e valës së dytë të tërmetit në mjediset ujore dhe nxjerrjen e të dhënave që lidhin tërmetet me cunamet në detet që lagin territorin e Shqipërisë. Nëse tërmetet ndodhin në basenet e deteve dhe oqeanëve e gjithë energjia që do të çlirohet prej tyre do të kalojë në energji kinetike të lëvizjes së valëve. Këto janë valë mekanike ujore dhe i kanë të gjitha veçantitë e valëve mekanikë, por ajo nuk është një valë e thjeshtë ujore sepse mbart të gjithë energjinë që çlirohet nga fundi i basenit të detit. Ato janë valë të ndryshme nga valët e erës dhe valët e baticës. Këto quhen valë të cunameve dhe një nga të veçantat e tyre është se ato lëvizin në fundin e detit dhe vihen re ose bëhen të rrezikshme kur afrohen në bregdet. Valët e cunameve mund të shkaktohen nga ndikime të ndryshme në det. Rol të rëndësishëm në gjenerimin e cunamit luajnë parametrat e burimit sizmik. Kinematika e zonës së burimit është e rëndësishme sepse të lejon të zbulohet procesi që lejon lëvizjen e basenit të detit dhe si pasojë e kësaj dhe të cunamit. Parametrat që përshkruajnë të dhënat e burimit sizmik përfshijnë karakteristikat gjeometrike, siç janë dimensionet e orientimit të zonës dhe parametrat mekanike, siç është hipoqendra (në të cilën fillon thyerja e zonës), shpejtësia e këputjes (se sa shpejtë do të përhapet thyerja), amplituda e rrëshqitjes dhe drejtimi (siç janë gjetur pikat në rrëshqitjen e zonës).

Por ajo që për ne ka patur rëndësi në këtë studim është të nxjerrim të dhënat që lidhin tërmetet me cunamet në detet që lagin territorin e Shqipërisë.

Në këtë studim dizertacioni ajo që kemi arritur është ndërtimi i një databas-i të cunameve historike, ndërtimi i modeleve të ndryshme për valët e cunameve, gjetja e amplitudave maksimale që mund të arrihet për tërmete të ndryshme. Për këtë qëllim kemi marrë në studim profile të ndryshme të bregdetit tonë si në detin Adriatik dhe në detin Jon.

Për gjetjen e tërmeteve, që do të kishin ndikim të madh në ngjarje të tilla, është bashkëpunuar me Institutin e Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit dhe Mjedisit, ku janë marrë të dhënat kryesore tektonike dhe sizmotektonike të rajonit tonë.

Për studimin e bathimetrisë së bregdetit kemi bashkëpunuar me Institutin Gjeografik Ushtarak dhe është punuar me programet e ndryshme që ata kishin në dispozicion. Për nxjerrjen e profileve kemi përdorur programin Caris Base Editor 4.1 dhe si input janë përdorur të dhënat e bathimetrisë dhe të hartave që ishin në dispozicion të institutit.

Për ndikimin e efekteve që do të kishtë në terren ngjarja e një cunami është punuar në bashkëpunim me Institutin e Shëndetit Publik. Me këtë kemi arritur të gjejmë kryesisht pjesën se si do të ndikojnë përmbajtje të tilla në ekosistemin detar.

Gjithashtu, me të dhënat që kemi patur në dispozicion edhe pse pak të kufizuara me programet specifike që mund të kishim në përdorim, jemi munduar që të bëjmë dhe një simulim të ngjarjes. Për të bërë simulimin e cunamit kemi përdorur programin Mirone, Geowave dhe Google Tsunami Mapper, kurse për të përpunuar të dhënat nga ana vizuale kemi përdorur programin Surfer.

Simulimi i valëve me të dhënat e bregdetit shqiptar është arritur pavarësisht se kemi patur pak të dhëna për të përdorur si input të programeve. Kemi arritur që të shikojmë se edhe bregdeti ynë është i rrezikuar nëse një tërmet do të binte në zona të ndryshme të bregdetit.

Ky studim do të shërbejë si bazë për të gjitha studimet e tjera në këtë fushë, por dhe në fusha të tjera, si për ndërtimet në zonat bregdetare, ndikimet në ekonominë e këtyre zonave të kërcënuara për ndërtimin e një modeli të valëve ujore etj.

Ajo që duhet të kihet parasysh dhe që ne e rekomandojmë është ndërtimi i një sistemi paralajmërimi për ngjarje të tilla dhe të merren masa nga emergjencat tona civile.

PËRMBLEDHJE

Kemi dëgjuar shumë herë termin “cunam” dhe atë çfarë ai do të shkaktonte në bregdet dhe në zonat rreth tij.

Cunami i fundit më i madhi që është identifikuar, ka qënë ai i ndodhur në Japoni në vitin 2011, që pati me mijëra të vdekur dhe një përmytje të zonës së ndodhur. Deri vonë ka qënë bindja që fenomene të tillë është shumë e vështirë që të ndodhin në dete të vogla nëse nuk kanë kontakte me oqeanet.

Por nga studimet e bëra deri tani dhe nga ngjarjet historike të mbledhur në katalogët e vendeve fqinjë edhe në vendin tonë kanë ndodhur cuname. Më i fundit daton në shekullin e kaluar dhe nuk ka patur një katastrofë të madhe në njerëz për shkak të popullësisë së vogël në zonat bregdetare dhe kjo ngjaje ka qënë jetëshkurtër në memorjen e njerëzve vendas. Deti Mesdhe, pjesë e të cilit janë dhe detet tona Adriatik dhe Jon, është i shtrirë në një territor me sizmicitet të lartë dhe në të janë raportuar shume ngjarje të cunameve që origjinën kryesore të tyre e kanë patur nga ngjarjet e tërmeteve.

Në detin mesdhe janë vendosur gjithashtu dhe sensorë për paralajmërimin e ngjarjeve të cunameve. Të dhënat nga këto sensor merren me satelitë dhe janë koherente. Nëse një tërmet ndodh në një zonë të caktuar brenda Detit Mesdhe menjëherë vihet re nëse ky tërmet mund të shkaktojë ose jo një cunam.

Një cunam është një valë ose një seri valësh të cilat janë gjeneruar nga zhvendosja e papritur vertikale e kolonës së ujit. Shkaku kryesor që mund të gjenerojë një cunam është aktiviteti sizmik, por gjithashtu mund të vihet në lëvizje dhe nga shpërthimet nëndetare të vullkaneve, rrëshqitjet nëndetare të dheut, që futen në masën e trupit të ujit, nga ndikimi i asteroideve dhe nga ndryshimi i papritur i presionit atmosferik gjatë një fenomeni meteorologjik.

Cunamet janë valët gravitetit që propagandojnë në oqean dhe janë shumë të ndryshme dhe gjithashtu kanë dhe shumë të përbashkëta me valët e erës. Kjo për shkak se ato kanë gjatësi vale dhe perioda më të mëdha se valët e përbashkëta detare. Një gjatësi tipike e valës së cunamit shkon nga 10 km deri në qindra km dhe perioda tipike e cunamit varion nga 5 deri në 10 minuta (Ward, 2001).

Një tjetër karakteristikë e cunamit është shpejtësia, duke arritur madje dhe 900 km/h në oqean të hapur dhe duke u ngadalësuar në 50 km/h afër bregdetit. Cunamet janë rreziqe natyrore që paraqesin kërcënim serioz dhe për rajone shumë larg nga burimi, në fakt valët e cunamit mund të përhapen për mijëra kilometra pa shpërndarje të konsiderueshme të energjisë në qoftëse përjashtojmë rrallimin e tyre gjatë shpërhapjes gjeometrike të frontit valor. Amplituda e valës mund të ndryshojë në mënyrë të konsiderueshme sipas llojit të burimit që gjeneron cunamin. Ndërsa një cunam propagandon në det të hapur, amplituda tipike e valës është rreth 5-20 cm (Ward, 2001) dhe gjatësia e valës është shumë e gjatë (anijet nuk do ta ndienin efektin e kalimit të cunamit). Në anën tjetër pasi vala t'i afrohet bregdetit, gjatësia e valës ulet dhe amplituda do të rritet në varësi të bathimetrisë dhe cunami në këtë mënyrë mund të arrijë një lartësi të dukshme (deri në disa metra). Në shumicën e rasteve edhe në qoftëse nuk ka viktima, dëmet në strukturat bregdetare janë të rëndësishme.

Shenjat që është duke u afuar një cunam janë këto: është ndjerë një tërmet, në sipërfaqen e ujit bulëzojnë sasi të mëdha gazi dhe deti duket sikur po valon, uji është i ngrohtë jashtë normales, uji ka erë të keqe, uji është kaustik (gërryerës), dëgjohen zhurma të çuditshme të cilat janë shoqëruar dhe nga një zhurmë e madhe. Deti fillon të tërhiqet në një distancë të konsiderueshme dhe afër horizontit fillon që të shikohet një dritë e kuqe.

Pellgu i mesdheut, pjesë e të cilit është dhe bregdeti ynë, ka një sipërfaqe të përgjithshme të pasqyrës së ujit prej 2.5 milion km² dhe një thellësi maksimale 5120 m në detin Jon. Shqipëria, duke patur një vije bregdetare prej rreth 430 km të gjatë, që laget nga

Deti Adriatik (280 km) dhe Deti Jon (150 km) si dhe me një sipërfaqe bregdetare brenda kufijve shtetëror rreth 12900 km², është një vend tipik bregdetar në pellgun e Mesdheut. Sipërfaqja e Shqipërisë 28748 km², kufizohet nga një vijë kufitare shtetërore prej 1094 km e gjatë. Ana perëndimore e kësaj vijë rreth 300km e gjatë përbën kufirin detar. Sipërfaqja detare kufizohet nga njëra anë nga vija bregdetare dhe nga ana tjetër nga kufiri detar. Kjo sipërfaqe përfaqëson ujërat e brendshme bregdetare dhe ujërat territoriale. Ujërat e brendshme bregdetare përfshijnë hapësirën detare që kufizohet nga toka me vijë bregdetare dhe nga deti me vijën e thyer të formuar nga drejtëzat që bashkojnë derdhjen e Bunës, kepat e Rodonit, të Pallës, të Logjit e të Semanit, derdhja e Vjosës, bregu perëndimor të Sazanit, Kepat e Gjuhës, të Gramës, të Palermos, të Qefalit e të Sarandës. Ujërat territorial shtrihen deri tek kufiri detar, i cili kalon nga derdhja e Bunës sipas vijës së kufirit detar Shqiptaro-ishjugosllavi, pastaj vazhdon me vijën që shtrihet 12 milje larg nga vija kufizuese e ujërave të brendshëm midis Kepit të Rodonit dhe Kepit të Palermos dhe përfundon më vijën e kufirit detar Shqiptaro-Grek. Kufiri detar Shqiptaro-Grek kalon midis bregdetit tonë dhe ishujve të Greqisë, ndërsa në Kanalin e Korfuzit kalon në mes të tij, duke përfunduar në Gjirin e Ftelias poshtë Kepit të Stillos. Deti Adriatik, sipas studimeve të kryera në këto dekadat e fundit nga pikëpamja morfologjike ndahet në Adriatikun Verior, Qëndror dhe Jugor.

Në Detin Mesdhe janë instaluar tre stacione me sensor me bandë të gjerë dhe transmetimin e të dhënave moderne në INM. Në varësi të kushteve lokale, në kohë reale, transmetimi i të dhënave është bazuar në linjën e VSAT (satelitor) ose linja të shtrira me qera. Në bashkëpunim me INM, GFZ në Gjermani i bënte të dhënat Tuniziane të vlefshme dhe në dispozicion në kohë reale në NEAMTWS (North East Atlantic dhe Mediaterranean Region Tsunami Warning System) në bazë të projektit të GITEWS sipas standarteve ekzistuese ORFEUS. Të dhënat transmetohen nga INM në GFZ përmes sistemit të veçantë VSAT nga GFZ në rrjetin e saj GEOFON, 1.8 m antenat VSAT (dhe pajisje të tjera të lidhura) janë instaluar në çatinë e INM. Në kohën e instalimit 2 prej tre stacioneve me bandë të gjerë tuniziane janë transmetuar.

Stacioni i tretë, në Tataouine është duke u finalizuar dhe duhet të transmetojë së shpejti. Mirëmbajtja në anën e tunizianeve sigurohet nga pjesmarrja aktive e stafit të INM që është një strategji me shumë përfitime në zemër të projektit.

Nga njëra anë INM i bënte të dhënat e saj kombëtare të vlefshme në kohë reale si një kontribut tunizian për ngritjen e një sistemi për paralajmërimin e cunamit në rajonin e mesdheut, nga ana tjetër aftësia e tyre për monitorimin automatik të tërmeteve në kohë reale është rritur me zbatimin e software-it SeisComp3 dhe integrimin në përpunimin në kohë reale të të dhënave nga stacionet në Maltë, Sardenjë, dhe Europë.

Ky rrjet monitorimi virtual ofron një mbulim të shkëlqyer për pellgun e Mesdheut Qëndror dhe përtej tij.

Bathimetria e Detit Adriatik është unike, kjo për shkak të thellësive të ujit në zona të mëdha të basenit, sondazhet standarte hidrografike për të marrë një bathimetri të plotë multi beam (vëzhgim me multi rreze) nuk janë të aplikueshme. Harta bathimetrike e detit adriatik bazohet domosdoshmërisht në të dhënat heterogjene me shpërndarje jo të barabartë hapësinore që përfshin matësit singlebeam dhe multibeam në fushat kryesore të studimit.

Një studim më i plotë i basenit është arritur me anë të integritit të dy hartave kryesore multibeam dhe singlebeam. Ai arrin që të përshkruajë njësitë morfologjike që pasqyrojnë tiparet kryesore gjeologjike si dhe për të diskutuar kufijtë e besueshmërisë së të dhënave. Bathimetria luan një rol të rëndësishëm jo vetëm në studimet gjeologjike, gjeomorfologjike dhe gjeofizike por gjithashtu dhe në hartat e habitanteve në zonat nëndetare. Në veçanti bathimetria përfaqëson një kufizim për modelet oqeanografike në qarkullimin e shkallëve të baseneve dhe në studimin e shtresave të kufijve të basenit,

gjithashtu dhe për simulimin e përhapjes së cunamit në të gjithë kufijtë kontinental dhe në zonat e cekëta.

Morfologjia nëndetare është hetuar për më shumë se një shekull por vetëm me teknologjinë e zhvilluar gjatë dekadave të fundit të zbuluar në mbarë botën në tiparet fiziografike si kreshtat në mes të oqeanit, zonat e ngjarjeve të transformuara në kanalet e thella detare.

Për ndërtimin e skenareve të cunameve në detin tonë neve kemi përdorur të dhëna të bathimetrisë të cilat i kemi marrë në profile të ndryshme. Profilet kryesore që kemi marrë në shqyrtim janë:

Grykëderdhja e Drinit të Lezhës, Kepi Rodonit, Durrësi, Divjaka, Grykëderdhja e Vjosës, Vlorë, Gjiri i Gramës, Himara, Saranda.

Secili prej këtyre profileve që kemi marrë ka një strukturë shumë të veçantë dhe ajo që presim është që një tërmet i ndodhur në zona të ndryshme të këtyre profileve të ndikojë në mënyra të ndryshme. Këtë e themi duke u nisur në bazë të gjeometrisë komplekse që kanë ato. Nga ajo çfarë shikojmë kemi një zonë shumë të thellë krahasuar me të tjerat. Në pjesën veriore bregdeti është më i thellë dhe në zonat të tilla si Vlora, Himara, Durrësi dhe Grykëderdhja e Vjosës mund të ndodhë që të kemi ngjarje të cunameve. Kjo është e mundur duke u nisur nga fakti që nëse ndodh një tërmet me një magnitudë më të madhe se 7 Rihter ($M > 7$) vala ujore në këto zona mund të marrë një ngritje të konsiderueshme dhe një përhapje shumë të madhe në zonën bregdetare.

Kjo temë disertacioni është e strukturuar në gjashtë kapituj kryesore dhe në fund kemi nxjerrë dhe një kapitull më vete për përfundimet dhe rezultatet. Dy kapitujt e parë janë pjesa teorike e punimit kurse tre kapitujt e tjerë janë pjesa praktike që përfshihen baza e të dhënave, metodologjia, analiza e rezultateve dhe kapitulli për paralajmërimet e cunameve në Detet Adriatik dhe Jon.

Në kapitullin e parë

Kemi folur për strukturën e përgjithshme të ndërtimit të tokës që është e përbërë nga manteli, korja dhe bërthama. Kemi dhënë dhe veçantitë e secilës prej tyre. Gjithashtu kemi folur për pllakat tektonike dhe si gjenerohen tërmetet nga kontakti i pllakave tektonike dhe nga rrëshqitjet e tokës në vendet e thyerjeve. Gjithashtu kemi folur dhe për sizmicitetin e Shqipërisë dhe brezat aktive simikë.

Korja e tokës përfaqëson pjesën më të sipërme dhe me densitet më të vogël të Tokës; trashësia e saj varion nga 7-8 km deri në 70-100 km dhe vendoset mbi pjesën më të sipërme të Mantelit të Tokës. Kufiri i Mantelit me Koren e Tokës hiqet sipas të ashtuquajturës sipërfaqe Moho (sipas Mohoroviç 1908), që përfaqëson një nga kufijtë më të spikatur të planetit tonë. Ky kufi karakterizohet nga fakti, që gjatë kalimit nëpër të, shpejtësia e valëve sizmike gjatësore rritet me hop. Në përgjithësi, në rajonet ku kufiri Moho është përcaktuar, shpejtësia e valëve gjatësore rritet nga përafërsisht 6.5 km/s në Koren e poshtme në përafërsisht 7.5–8.4 km/s në Mantelin e sipërm (Amari, 2000, Ormeni., 2010).

Manteli është përbërësi kryesor i Tokës. Ai vendoset në intervalin nga 7-80 km deri në 2900 km. Manteli i Tokës është me përbërje të ndryshme. Në bazë të shpejtësisë së përhapjes të valëve sizmike gjatësore në të dallohen: manteli i sipërm në thellësitë 5-80 km deri 400 km, manteli i mesëm që vendoset në intervalin 400 – 900 km dhe manteli i poshtëm, që shkon deri në thellësinë 2900 km, pra në kufirin me bërthamën.

Bërthama përfaqëson një sferoid me rreze 3480 km që lokalizohet nga thellësia 2900 km deri në qendër të Tokës. Kalimi nga pjesët më të poshtme të mantelit për në bërthamën e Tokës karakterizohet nga ndryshime thelbësore të përbërjes dhe të gjendjes fizike të lëndës që pasqyrohen edhe në ecurinë e valëve sizmike (kufiri i Gutenbergut). Sipas të dhënave sizmike bërthama e tokës përbëhet nga dy pjesë; bërthama e brendshme dhe bërthama e jashtme.

Tërmeti është një ngjarje fizike që ndodh në një zonë përgjegjëse në sipërfaqe të tokës në të cilat një anë lëviz në lidhje me të tjerat.

Në teoritë elastike të reagimit të tërmeteve në një zonë përgjegjëse, dy anët e tokës që fërkohen lëvizin në drejtime të kundërta me njëra tjetrën.

Si përfundim: nëse tensioni i akuluar në shkëmb është shumë më tepër se sa mund të mbajë shkëmbi vet, do të shkaktohet rrëshqitje dhe si rezultat do të gjenerohet një tërmet. Pra ai është një seri e vibrimeve në sipërfaqen e tokës të shkaktuara nga gjenerimi i valëve elastike sizmike nga një përplasje e papritur e shkaktuar nga çlirimi i energjisë të akumuluar nga fërkimet. Në studimet e tërmeteve cunamigjene, një nga synimet më të rëndësishme është kuptimi i procesit të thyerjes, i cili në thelb do të thotë të marrësh informacione në lidhje me burimin sizmik. Parametrat e burimit sizmik luajnë një rol të rëndësishëm në gjenerimin e cunamit. Aktualisht, ndërhyrjet kinematike të zonës burim janë të rëndësishme sepse të lejojnë të zbulohet procesi që gjeneron lëvizjen e basenit të detit dhe si pasojë e kësaj edhe të cunamit. Parametrat që përshkruajnë të dhënat e burimit sizmik përfshijnë karakteristikat gjeometrike, siç janë dimensionet e orientimit të zonës dhe parametrat mekanike, siç është hipoqendra (në të cilën fillon thyerja e zonës), shpejtësia e këputjes (se sa shpejtë do të përhapet thyerja), amplituda e rrëshqitjes dhe drejtimi (si janë gjetur pikat në rrëshqitjen e zonës). Sizmiciteti i Shqipërisë karakterizohet nga një mikroaktivitet sizmik intensiv ($1.0 < M \leq 3.0$), nga shumë tërmete të vegjël ($3.0 < M \leq 5.0$), nga tërmete të rrallë me madhësi mesatare ($5.0 < M \leq 7$) dhe shumë rrallë nga tërmete të fortë ($M > 7.0$). Shqipëria është një ndër vendet më sizmoaktive në Evropë. Shumica e tërmeteve të fortë ndodhin në breza sizmike mirë të përcaktuar

Në kapitullin e dytë

Do të paraqesim të dhëna të përgjithshme mbi ndërtimin e baseneve të deteve Adriatik dhe Jon. Nëse arrijmë që të kemi një bathimetri të qartë dhe një strukturë sa më të qartë të fundit të basenit mund të ndërtojmë një ide më të qartë se si do të ndikojnë tërmetet brenda baseneve në pjesë të ndryshme të plazheve. Të dhënat e baseneve të bathimetrisë dhe distancës nga bregu mund të përdorim më vonë për pjesën e simulimeve dhe të llogaritjeve të valës së cunamit në bregdet. Por ky kapitull është baza për fillimin e studimit tonë. Gjithashtu do të përmendim dhe terminologjinë e përgjithshme që lidhen me cunamet, si gjenerohen, si mund të kuptojmë kur në breg ka një dukuri cunami, paralajmërimet fillestare në rastin e ardhjes së një cunamit dhe tërmetet që lidhen me cunamet.

Kemi folur mbi strukturën e Detit Adriatik dhe të Detit Jon dhe si janë të ndërtuar plazhet në të dyja këto bregdetë, shkaqet e ndryshimit të nivelit të deteve dhe erozionit të plazheve. Më pas kemi folur për cunamet, çfarë është një cunami, sa i dukshëm është dhe ndikimi i burimeve sizmike.

Si është bërë shpërndarja e cunameve në glob dhe si është shpërndarja e cunameve në Detin Mesdhe. Efektet e një cunami mund të çojnë në një shkatërrim të paimagjinueshëm. Ai është një valë gjigante me amplitudë të madhe në breg sesa në det, gjatësia e valës është më e madhe në det sesa në breg. Përgjithësisht në det kalon pa u vënë re. Cunamet e karakterizuara nga gjatësi valë mbi një metër ose dy në burim nuk janë aq të zakonshme. Në fakt, për të ndërtuar një valë të kësaj madhësie duhet të ndodhi një tërmet detar më i madh ose i barabartë me një madhësi $M=8.0$ (Rihter). Në një mesatare botërore ndodhin gjithmonë një ose më shumë tërmete me magnitudë $M=8.0$ në vit. Rreth gjysma e këtyre ndodhin në oqean dhe me një ngacmim për të favorizuar krijimin e një cunami. Këto cuname do të nxisin përhapjen e dëmeve të tyre të cilat janë afërsisht 2-4 për cdo dekadë.

Si përfundim nëse një tërmet gjeneron një cunami më të madh seç pritet nga vala e tij sizmike, atëherë atë e quajmë tërmet cunamor (Kanamori, 1972). Kuptimi i tërmetit cunamor dhe më tepër në përgjithësi, lidhja që ekziston midis magnitudës së tërmetit dhe magnitudës

së cunamit është një nga çështjet e hapura rreth cunameve. Mund të ndodhë që një tërmet i madh të gjenerojë një cunam të vogël dhe e kundërta. Si shembuj mund të përmendim tërmetin e Java me Mw7.8 në 17 korrik të 2006 që megjithëse një magnitudë të ulët gjeneroi një valë shumë herë më të madhe se tërmeti në Sumatra në 12 Shtator të 2007 me magnitudë Mw8.4. Në këtë përfundim shikojmë se shqyrtimet e parametrave të burimit të tërmetit cunamor janë të rëndësishme për të kuptuar pasojat e cunameve, për të paralajmëruar rrezikun për njerëzit dhe për dëmet strukturore gjatë bregdetit.

Në kapitullin e tretë

Kemi dhënë bazën e të dhënave të bathimetrisë së Shqipërisë. Bregdeti Shqipëtar është një bregdet tek i cili kemi ndërthurje të formave të ndryshme të gjeometrisë bregdetare. Eventet e lidhura me valët e cunameve të besueshme në detet Adriatik dhe Jon janë listuar më poshtë nga Soloviev (ne vitin 2000) dhe janë rivlerësuar nga Gerassimos A. Papadopoulos dhe Anna Fokaefsfrom. Nga katalogu i cunameve në i cili është kompiluar për detet Adriatik dhe Jon dhe përmban 44 ngjarje të besueshme të cunameve. Pas shqyrtimit të burimeve të dokumentuara, përshkrimet shkencore dhe studimeve të tjera dhe intensitetit maksimal për secilin nga 44 cunamet është përcaktuar shkalla e intensitetit të cunamit duke u bazuar në shkallën e cunamit me 12 pikë të Ambraseys (1962) dhe Papadopoulos dhe Imamura (2001). Planet e ngjarjeve për disa nga tërmetet e cekët dhe me thellësi mesatare janë publikuar (Sulstarova në 1980, Taymaz në 1990, Papazachos në 1991, Muco ne 1996, Ormeni në 2013) dhe kemi bërë një përafrim të këtij studimi. Janë marrë parasysh vetëm tërmetet me magnitudë më të madhe se 6.5 për më tepër për tërmetet më të cekët (thellësia më e vogël ose e barabartë me 30 km) janë analizuar pasi potenciali i ngjarjeve më të thella mund të neglizhohet (fig 5.3). Që nga cunamet në pellgun e Jonian-Adriatik si dhe në pjesë të tjera të botës gjenerohen nga tërmetet, ndaj nuk është cudi që shpërndarja gjeografike e cunameve historike në përgjithësi është e njëjtë me shpërndarjen e sizmicitetit.

Bathimetria e detit Adriatik është unike, kjo për shkak të thellësive të ujit në zona të mëdha të basenit, sondazhet standarte hidrografike për të marrë një bathimetri të plotë multibeam (vëzhgim me multi rreze) nuk janë të aplikueshme.

Harta bathimetrike e detit Adriatik bazohet domosdoshmërisht në të dhënat heterogjene me shpërndarje jo të barabartë hapësinore që përfshin matësit singlebeam dhe multibeam në fushat kryesore të studimit. Një studim më i plotë i basenit është arritur me anë të integritit të dy hartave kryesore multibeam dhe singlebeam. Ai arrin që të përshkruaj njësitë morfologjike që pasqyrojnë tiparet kryesore gjeologjike si dhe për të diskutuar kufijtë e besueshmërisë së të dhënave. Bathimetria luan një rol të rëndësishëm jo vetëm në studimet gjeologjike, geomorfologjike dhe gjeofizike por gjithashtu dhe në hartat e banuesve në zonat nëndetare. Në veçanti bathimetria përfaqëson një kufizim për modelet oqeanografike në qarkullimin e shkallëve të baseneve dhe në studimin e shtresave të kufijve të basenit, gjithashtu dhe për simulimin e përhapjes së cunamit në të gjithë kufijtë kontinental dhe në zonat e cekëta.

Morfologjia nëndetare është studiuar për më shumë se një shekull por vetëm me teknologjinë e zhvilluar gjatë dekadave të fundit të zbuluar në mbarë botën. Heezen-i paraqet morfologjinë e dyshemesë së detit në një mënyrë gjysëm të pikturuar duke u bazuar në profilet e vazhdueshme të eko-zërit dhe bashkimin e tyre me një interpretim të karakteristikave të dyshemesë së deteve dhe thellësive.

Në vitin 1922 De Marchi siguroi përfaqësimin e parë të dhënies së bathimetrisë së detit Adriatik, në veçanti një imazh konceptual. Për të nxjerrë profilet e thellësisë së bregdetit tonë kemi marrë në studim 9 zona të ndryshme. Profilet e zonave janë nxjerrë duke përdorur të dhënat e bathimetrisë së bregdetit dhe një program Caris Base Editor 4.1 për përpunimin e hartave.

Profilët që kemi marrë për bregdetin tonë janë në këto zona: Grykëderdhja e Drinit të Lezhës, Kepi Rodonit, Durrësi, Divjaka, Grykëderdhja e Vjosës, Vlorë, Gjiri i Gramës, Himara, Saranda. Gjithashtu kemi marrë dhe 11 profile të tjera në zonën që ka qënë më tepër problematike për cunamet historike. Secili prej këtyre profileve që kemi marrë ka një strukturë shumë të veçantë dhe ajo që presim është që një tërmet i ndodhur në zona të ndryshme të këtyre profileve të ndikojë në mënyra të ndryshme. Këtë e themi duke u nisur nga baza e gjeometrisë komplekse që kanë ato. Nga ajo çfarë shikojmë kemi një zonë shumë të thellë krahasuar me të tjerat. Në pjesën veriore bregdeti është më i thellë dhe në zonat të tilla si Vlora, Himara, Durrësi dhe Grykëderdhja e Vjosës mund të ndodhë që të kemi ngjarje të cunameve. Kjo është e mundur duke u nisur nga fakti që nëse ndodh një tërmet me një magnitudë më të madhe se $M > 7$ Rihter vala ujore në këto zona mund të marri një ngritje të konsiderueshme dhe një përhapje shumë të madhe në zonën bregdetare.

Nga profilet e bathimetrisë që kam dhënë më sipër marrim një seri shumë të madhe infomacionesh. Një nga gjërat që vëmë re është shumëllojshmëria e tyre. Gjë që na tregon se të dyja bregdetet tona janë shumë të larmishme dhe kanë një strukturë fizike komplekse. Në pjesën e parë të bregdetit nga të dhënat e disa prej profileve kemi marrë, që një pjesë e mundshme e tyre janë shumë të favorshme për një përsheptim të valës së cunamit në rastin e një tërmeti në bregdet ose në rastin se vala e cunamit udhëton nga bregdeti fqinjë deri në brigjet tona.

Pjesa nga Himara dhe Gjiri i Gramës, për shkak të një profili shkëmbor dhe një thellësie të madhe, që në fillim kanë shumë mundësi që të ndikojnë në shuarjen e kësaj vale. Kurse Divjaka, Grykëderdhja e Vjosës dhe Durrësi janë pika që mund t'i marrim problematike për shkak se sipas strukturës së tyre fizike mund të presim gjenerimin e cunamit dhe përsheptim të valës së cunamit. Kam paraqitur dhe një tabel për të dhënat e përgjithshme për tërmetet nëndetare. Baza e të dhënave është nxjerrë me anë të programit Caris Base Editor 4.1 dhe me anë të programit Global Mapper.

Në kapitullin e katërt

Kemi dhënë metodologjinë që kemi përdorur për ndërtimin e valës së cunamit dhe për llogaritjet e amplitudës së valës, shpejtësisë dhe kohës, me anë të modeleve përkatëse dhe gjetjen e një modeli sa më të përshtatshëm për bathimetrinë tonë. Në pjesën e parë të kapitullit kemi dhënë modelim më të thjeshtë të valës së cunamit i cili mund të quhet dhe modeli empirik. Ky model ndërtohet në bazë të të dhënave të thellësisë, distancës nga bregu, magnitudës së tërmetit. Këtë model e kemi përdorur për gjetjen e shpejtësisë, kohës dhe amplitudës maksimale që mund të arrijë vala e cunamit në bregdetet tona. Si vazhdimësi të kapitullit kemi marrë një element shtesë që do të kishte shumë ndikim në valën e cunamit. Ky element shtesë është sedimentimi i bregdeteve dhe kemi ndërtuar një model të sedimentimit që i përshtatet bregdeteve tona. Nga formimi i sedimentimit i bregdeteve shikojmë që ato janë një e dhënë shumë e rëndësishme që tregon për ngjarjet e cunameve në një pjesë të bregdeteve tona. Gjithashtu të japin dhe idenë që të tilla ngjarje cunamesh janë përsëri të mundshme. Sedimentimin e cunamit e paraqesim me anë të dy modeleve të cilët janë modeli konceptual dhe modeli përafërt. Në pjesën e tretë të kapitullit kemi dhënë modelimin thelbësor numerik të valës së cunamit dhe ekuacionet e përgjithshme të valës së tij, ekuacionin e energjisë dhe dinamikën e lëngjeve me dy shtresa, ekuacionin e valës së vogël, valës së gjatë, ndërtimi i valës në një kanal dhe kushtet kufitare të oshilimit dhe përhapjes. Në pjesën e katërt të kapitullit kemi dhënë dy modele të tjera numerike që janë dhe më të përdorshme dhe më të integrueshme në programet që merren me studimin e përhapjes së cunameve që janë modeli Boussinesq dhe modeli me anë të funksioneve të Green-it. Modeli Boussinesq, model i përhapjes së valës, studion rregullat e ngritjes së valës fillestare të ujit, kur ajo shkaktohet nga një tërmet nëntokësor. Një tërmet me një magnitudë të lartë do të

gjenerojë një valë tipike N e cila do të përhapet në një distancë të caktuar, ndoshta dhe të madhe në det, pa shkaktuar deformime. Magnituda dhe gjatësia e valës së cunamit lidhen me shkallët e lëvizjeve gjeologjike vertikale dhe horizontale atëherë këto valë fillestare ose valët e vetmuara N do të përhapen si valë me karakteristika të veçanta nga valët e zakonshme të detit. Të dhënat e tyre do të na bëjnë që të kemi një kuptim më të qartë të formës së valëve të cunamit. Shumica e tërmeteve në basenët detare kur kanë një magnitudë të lartë gjenerojnë cuname të cilat do të na paraqiten me anë të një vale tipike si vala N.

Modelet numerike dhe analitike që kemi marrë në shqyrtim janë gjithmonë në përputhje me të dhënat e cunameve bregdetare valët e të cilëve kanë si karakteristika që kur arrijnë në bregdet në fillim të tërhiqen dhe pastaj avancojnë deri në plazh. Kjo teori klasike e këtyre valëve mund të jetë e përshtatshme për të modeluar disa nga valët e cunameve. Amplitudat e larta dhe të ulta të valës N na bëjnë që ta konsiderojmë atë si një valë të vetme e cila do të përhapet në të gjithë sipërfaqen. Zhvendosja fillestare kësaj valë në sipërfaqen e lirë është e ndikuar nga një tërmet me një magnitudë të lartë dhe kjo valë ka karakteristika se ka gjatësi valë të madhe dhe amplitudë të vogël.

Një rëndësi shumë të madhe në studimin e cunameve ka lokalizimi i burimeve të veçanta dhe një nga zgjidhjet për kryerjen e këtij studimi kanë funksionet e Green-it. Pasi ato janë funksione që tregojnë përhapjen e valëve si në rastin e një burimi të cunameve por dhe në rastin e shumë burimeve. Për një sistem dinamik linear funksioni i Green-it është i domosdoshëm të përcaktohet si përgjigje e një sistemi të izoluar dhe me impulse të forcuara nga jashtë. Kjo për shkak se çdo forcë e jashtme mund të përfaqësohet si shumë e impulseve të izoluar dhe sepse për shkak të parimeve të mbivendosjes lineare, përgjigja e sistemit do të merret thjeshtë si një kombinim linear i funksioneve të Green-it.

Funksioni i Green-it mund të parallogaritet duke u nisur nga parametrat fizike dhe gjeometria e sistemit. Kjo parallogaritje nënkupton një kursim të madh kohe, i cili është i domosdoshëm kur ndodh një katastrofë dhe kërkohet një zgjidhje e shpejtë. Një funksion i Green-it është marrë tradicionalisht duke ngritur një kusht unik fillestar në një pikë të modelit të rrjetit. Modelimet numerike të cunamit kryesisht ato të bëra me anë të modeleve të Bousinesq dhe të Green-it janë baza për ndërtimin dhe kodimin e programeve që përdoren për simulimet.

Në kapitullin e pestë

Kemi paraqitur disa skenarë dhe kemi bërë dhe gjithashtu analizën e të gjitha rezultateve që kemi nxjerrë nga llogaritjet dhe simulimet e bëra. Kemi marrë skenar për vlerësimin e rrezikut në të dyja detet tona gjithashtu kemi dhënë dhe efektet që do të kenë në ekologjinë e zonave bregdetare dhe ekologjinë nëndetare.

Në skenarin e vlerësimit të rrezikut me origjinë tektonike në detet Adriatik dhe Jon neve studiojmë rrezikun e cunamit të gjeneruar nga thyerjet. Pavarësisht nga fakti se pjesa më e madhe e cunameve sizmike është gjeneruar në oqeanë po edhe në basenët e deteve të vogla si Adriatiku dhe Joni, ku mund të ndodhin këto fenomene. Një metodë e bazuar në një skenar është përdorur për të siguruar një vlerësim të rrezikut të cunamit për herë të parë në këtë rajon.

Burimet reale sizmike me potencial cunami janë gjetur për të modeluar deformimet e pritshme kosizimike, e cila lidhet direkt me sipërfaqen e ujit dhe është përdorur si një kusht fillestar për përhapjen e cunamit. Rezultatet sizmike tregojnë burime të shqyrtuara dhe vetëm paraqet kërcënim shumë të lartë duke shkaktuar amplitudë vale deri në 4m, një të lartë, dy të ndërmjetëm dhe tre valë të ulët duke shkaktuar amplitudë më të vogla se 4 m në disa nga vendpushimet turistike përgjatë bregdetit Jonian-Adriatik.

Rajoni Jonian-Adriatik ka një rritje të papritur ekonomike dhe turistike me një rritje në popullsinë bregdetare dhe zhvillimin e zonave të mëdha të kohës së lëvizjes së lirë gjatë

viteve të fundit dhe më shumë në pjesë të qyteteve bregdetare që janë vetëm disa metra mbi nivelin e detit duke i bërë ata objektivat e ardhshëm të një katastrofe në shkallë të gjerë, madje edhe në qoftë se lartësia e valës së cunamit është e moderuar.

Ngjarjet e mëdha të cunamit kërkojnë praninë e një shtrese të trashë uji që mund të gjendet vetëm në domain-et oqeanike, por ato mund të ndodhin dhe në basenët e vogla si detet Jon dhe Adriatik në të cilët gjatë periudhave historike janë raportuar shumë cuname. Kjo situatë kërkon një zgjidhje urgjente për një menaxhim sa më të mirë dhe një plan për zbutjen e rrezikut. Për këtë arsye është thelbësore për të përcaktuar potencialin e cunamit të rajonit dhe ky studim paraqet rezultatet e një përpjekje të tillë. Mungesa e të dhënave të regjistrimeve të drejtëpërdrejta e bënë vlerësimin rigoroz të amplitudës së pritur të cunamit mjaft të vështirë, dhe analiza e të dhënave në dispozicion mbetet disi e diskutueshme. Çdo përpjekje për të vlerësuar një rrezik të cunamit, bazuar në metodologjinë statistikore të pastër, nuk do të jap rezultate të besueshme për shkak të mungesës së të dhënave dhe për shkak se ata përdorin relacionet që lidhin tërmetet me cunamet nuk mund të jetë e bazuara mirë empirikisht.

Në tabelën 5.1 kemi kompiluar një katalog të ngjarjeve të cunameve për detet Adriatik dhe Jon që përmban 44 ngjarje të besueshme të cunameve. Pas rishikimit të burimeve të dokumentuara, përshkrimet shkencore dhe studimeve të tjera intensitetit maksimal K për secilin nga 44 cunamet është përcaktuar në përputhje me shkallën e intensitetit të cunamit 12 ballëshe të Ambraseys (1962) dhe Papadopoulos dhe Imamura (2001).

Konvergenca midis orogjenit Shqiptar dhe mikropllakës së Adrias është fiksuar përgjithësisht në det, bazuar në studimet sizmike të kryera aty. Në detin Jon, përgjatë rrëpirës Lefkas-Korfuz pjesa frontale e orogjenit është e ndërtuar nga Zona Jonike, dhe më tej ajo përputhet me tërthoren Ishulli Othon-Dhërmi (shtytje e djathtë) përgjatë kalimit nga shelfi kontinental në thellësitë e Jonit. Më në veri, në tokë, fronti i orogjenit është i varrosur nën molasat e Depresionit Pranadriatik dhe mendohet të kalojë përgjatë linjës antiklinale Frakull-Durrës dhe më tej në detin Adriatik deri pranë tërthores Gjiri i Drinit-Lezhë. Më tej në drejtim veriperëndimor në detin Adriatik, fronti i orogjenit përbëhet nga zona e Krutës. Sizmiciteti në pellgun Jonian-Adriatik është i lidhur fort me karakteristikat tektonike të përshkruara më lart. Rajoni bregdetar i shqipërisë dhe rajoni bregdetar i detit Jon paraqesin një nga zonat më aktive sizmo-tektonike në rajonin e Mesdheut. Ajo është pjesë e rajonit të deformimit intensiv të vendosur midis dy pllakave të mëdha litosferike, pllaka Europiane dhe pllaka Afrikane.

Efektet e mundshme të cunamit në ekosistemin detar nga gjenerimi i tij në detet Adriatik dhe Jon paraqesin një model të thjeshtë për llogaritjen e ndryshimeve në strukturat bregdetare të detit Adriatik dhe Jon në rast se ato i nënshtrohen ndikimit të një cunami me dimensione detare. Përkundrajt faktit që shumica e cunameve sizmike janë gjeneruar në domain-e të mëdhenj siç janë oqeanet por edhe dete të vogla si deti Adriatik dhe Jon e përjetojnë këtë fenomen.

Në do të studiojmë një sistem thyerjesh të lidhur me detin Adriatik dhe Jon. Studimi është kryer në bazë të strukturës bregdetare të këtyre deteve dhe se si kjo strukturë më vonë do të ndikojë në valën e cunamit. Cunamet janë një nga rreziqet më shkatërruese natyrore që ndikojnë në zonat bregdetare. Valët e tij janë të afta për shkatërrimin e objekteve në bregdet dhe riformimin e gjeografisë bregdetare, gjeomorfologjisë dhe ekosistemit.

Rezultati i këtij studimi tregon se si të ndërtojmë një model të përafërt për strukturimin që bregdeti shqipëtar mund të nënshtrohet nga aktiviteti sizmik, në të cilin në disa raste mund të zhvillohen cuname në dimensione detare. Struktura fizike mund të dëmtohet nga forca e valës në vetvete, tërheqja fizike e faunës dhe e florës dhe rritja e ngarkesës së sedimenteve të cilat mund të ndikojnë në speciet e ndjeshme nga sedimentimi dhe pengojnë zhvillimin e gjallesave bregdetare. Gjithashtu ndryshimet kimike mund të

sjellin ndërhyje në det, eutrofikimin (pasqyrimin) e ujit që rezulton nga rritja e nivelit të ujit, ujërat e zeza të papërpunuara dhe dekompozimin e florës dhe faunës. Mbeturinat jo biodegradues mund të ndikojnë gjithashtu në rritjen e këtyre mbeturinave detare të krijuara.

Analiza numerike e marrë nga modelimi numerik jepet me anë të metodës numerike të thjeshtë dhe kemi marrë në shqyrtim ndërtimin e një skenari për amplitudën fillestare që do të kishim për cunamin në det dhe amplitudën që do të kishte vala në bregdet përgjatë profileve të ndryshme. Me anë të formulave të dhëna tek metodologjia numerike do të marrim të dhënat dhe për shpejtësinë dhe kohën e mbërritjes së valës së cunamit në bregdet. Kemi nxjerrë lartësinë maksimale që mund të arrijë vala e cunamit në bregdetin tonë sipas profileve të përdorura.

Analiza e modelimi të valës së cunamit me programet e simulimit në Detet Adriatik dhe Jon është përsëri një pjesë e modulimit numerik duke qënë se modelet e Bousinesq dhe të Green-it janë baza për ndërtimin dhe kodimin e programeve që përdoren për simulimet. Këto modele numerike dhe algoritmat e ndërtuar prej tyre janë integruar në programet Mirone dhe Geowave i cili përmban të dyja modelet numerike. Të dyja këto programe janë të bazuara në matlab. Gjithashtu të dhënat që kemi mbledhur i kemi paraqitur dhe me anë të programit Surfer dhe Wiz-map që shërbejnë për ndërtimin vizual dhe tredimensional të strukturave dhe për bashkimin e këtyre të dhënave me hartat që disponojmë. Si parametra input të programit kemi hedhur të dhënat e bregdetit tonë gjatësi dhe gjerësi gjeografike dhe thellësitë. Kemi arritur gjithashtu të kryejmë simulime për gjenerimin e cunameve të ndryshme në detet Adriatik dhe Jon.

Në kapitullin e gjashtë

Kemi paraqitur sistemet e paralajmërimit të cunameve që janë më të aplikueshëm në vendet që kanë kontakt të drejtpërdrejtë me oqeanin dhe në të cilat rreziku është më i madh. Funksionimi i sistemeve të paralajmërimit të cunameve janë të domosdoshme edhe për një vend si neve që rrezikohemi nga cuname lokale dhe rajonale.

Sistemet e paralajmërimit të cunameve egzistojnë por ato janë ende në zhvillim sidomos për një vend si ne. Kryesisht ato janë më të aplikueshëm në vendet që kanë kontakt të drejtpërdrejtë me oqeanin dhe në të cilat rreziku është më i madh. Natyrisht që për këto dukuri natyrore vet natyra na ofron një sistem të vetin të paralajmërimit. Nëse vala kryesore është një lugë dhe deti tërhiqet atëherë vetë natyra po na paralajmëron, nëse vala kryesore është një kreshtë atëherë ajo është një shenjë për gjërat që do të vijnë.

Paraqitja për veprimin e cunamit do të paralajmërojë humbjen e jetës së njerëzve në bregdet dhe largimin e njerëzve nga një fenomen i tillë në bregdet. Sistemet e paralajmërimit të cunamit kërkojnë një fuqi të transmetimit të të dhënave.

Objekti kryesor i këtij projekti është që të vendosi në dispozicion në kohë reale dhe të dhënat e valëve të fuqishme nga stacionet me bandë të gjerë simike të instaluar në kohët e fundit të cilat operojnë në stacionet e “Institut National de la Meteorologie (INM)” i Tunizisë në vëzhgimet sizmiologjike midis Maghrebian dhe Europiane dhe në kërkimet e komuniteteve globale. Ai kontribuon në sistemet efektive paralajmëruese të cunamit në rajonet e Mesdheut duke ofruar të dhëna kyçe në kohë reale të cilat sot mungojnë për monitorimin e baseneve të Mesdheut Qëndror dhe Perëndimor.

Shkallët e rrezikut të cunamit në vendin tonë të nxjerra nga simulimet mbi bregdetin e Shqipërisë në zonat që janë marrë në studim na kanë nxjerrë disa shkallë të rrezikut të cunamit. Nisur nga harta e pritshmërisë së cunameve në territorin tonë duke u nisur nga tre shkallët më të larta që ndodhin në territorin e Shqipërisë. Më poshtë kemi paraqitur komponentet kryesore për një sistem të paralajmërimit të cunamit.

Në kapitullin e shtatë

Kemi dhënë gjithë përfundimet e nxjerra nga pjesë të ndryshme të studimit dhe pjesë të ndryshme të analizimit të skenarëve. Nga llogaritjet e bëra dhe nga kërkimet tona kemi arritur në përfundimin që bregdeti ynë është shumë i rrezikuar nga një ngjarje e cunamit. Në vitet e fundit kemi një rritje shumë të madhe të turizmit dhe të popullsisë bregdetare. Shumica e njerëzve nuk janë të ndërgjegjshëm për katastrofën e madhe që mund të shkaktojë një ngjarje e cunamit si në njerëz ashtu dhe në dëme materiale. Megjithëse në këtë shekull nuk ka ndodhur një ngjarje e tillë nuk do të thotë që ajo nuk mund të ndodhë përsëri. Këto janë ngjarje natyrore ndaj të cilave nuk kemi fuqi të veprojmë por mund të ndërgjegjësohemi për ekzistencën e tyre. Ajo çfarë unë jam munduar të bëj, përveç ndërtimit të skenarëve dhe studimit se sa mund të ishte amplituda e valës, shpejtësia dhe koha e mbërritjes është ndërtimi i një sistemi për paralajmërimin e cunameve.

Njerëzit duhet t'i dinë karakteristikat e dukurive të tilla natyrore, si t'i dallojnë ato dhe si të veprojnë në rastet e tilla. Gjithashtu si përfundim kemi paraqitur dhe zonat me më tepër rrezik. Ky studim shpresoj që të merret parasysh në të ardhmen për ndërtimin e objekteve detare dhe bregdetare.

Autori

ABSTRACT

In this investigation, we study the tsunami hazard associated with the Ionian- Adriatic Sea fault system. In spite of the fact that the great majority of seismic tsunami is generated in ocean domains, smaller basins like the Ionian and Adriatic Seas sometimes experience this phenomenon. A scenario-based method is used to provide an estimation of the tsunami hazard in this region for the first time. Realistic seismic sources, with tsunami potential, are found to model expected coseismic deformation, which is translated directly to the water surface and used as an initial condition for the tsunami propagation. The results from seismicity indicate seven examined sources, only one possesses a very high threat causing wave amplitudes up to 4 m, one high, two intermediate and three low causing wave amplitudes smaller than 4 m at some tourist resorts along the Ionian-Adriatic shoreline. The Ionian-Adriatic region (Figure 1) has an unexpected economic and tourist growth with an increase in coastal population and the development of large leisure areas during recent years, with many parts of coastal cities being a couple of metres above sea level, making them prospective targets of a large-scale disaster, even if the height of the tsunami wave is moderate. We have one of the most seismically active areas and the entire Ionian-Adriatic region (Makropoulos & Burton, 1981; Jackson & McKenzie, 1988; Papazachos & Papazachou, 1997, Sulstarova *et.al.*, 2010, Ormeni *et al.*, 2013). This area has been repeatedly affected by large magnitude earthquakes ($M > 7.0$) that have caused severe destruction and human loss in the past centuries. Large tsunami events require the presence of a thick water layer that can be found only in the oceanic domain, but it can also occur in small basins such as the Ionian-Adriatic seas where many tsunamis have been reported during historical times. This situation requires urgent solutions for an effective risk management and mitigation plan. For this reason, it is essential to define the tsunami potential of the region and this study presents results of such an attempt. The lack of direct records, however, makes the rigorous estimation of the expected tsunami amplitudes rather difficult, and the analysis of available documents remains, somehow, controversial. Any attempt to assess a tsunami hazard, based on pure statistical methodologies, will not give reliable results because of data deficiency and because they use relationships linking earthquakes to tsunamis that may not be empirically well grounded. This means that alternative approaches to evaluate a tsunami hazard are called upon (*e.g.* Tselentis *et al.*, 2006). This is the approach used in the present investigation, focusing on the tectonic deformation mechanics of the potential tsunamigenic faults and their effect on the tsunami hazard in the region. Most often, a solution to the problem is searched for, in terms of a scenario that considers the largest events known to have hit the area of interest in the past history and to simulate these events through numerical modelling. Because of the active lithospheric plate convergence, the Mediterranean Sea region is geodynamically characterized by high seismicity . Tsunamis are among the most remarkable phenomena associated with earthquakes, and landslides in the Ionian-Adriatic Basin. Until recently, however, it was a widely held belief that tsunamis either did not occur in the in the Ionian Sea or they were so rare that they did not pose a threat to coastal communities. Catastrophic tsunamis are more frequent on Pacific Ocean coasts where both local and transoceanic tsunamis have been documented. On the contrary, large tsunami recurrence in the Ionian-Adriatic Sea is of the order of several decades and the memory of tsunamis is short-lived. The damage was minor from these events, due to the sparse population of the region in the early years. Today, a large earthquake along the Ionian sea fault system would damage coastal communities, and its effect would be enhanced by sea waves triggered from the seafloor displacement. Taking into account the Ionian Sea tectonic regime and the tsunamogenic events we have selected four potential seismic sources that could represent a tsunami hazard in the region. For these reasons, the scientific study of

tsunamis in the Ionian-Adriatic Sea was rather neglected for a long period in comparison to other parts of the world. Up until the beginning of the 20th century tsunamis were sporadically mentioned in earthquake descriptions or catalogues. By the early and mid-20th century some research was carried out after large tsunami events such as the Messina event in southern Italy (28th December 1908). More systematic efforts to compile tsunami catalogues for the Ionian-Adriatic Basin began in the 60's, when some progress was made in the fields of numerical wave modeling and tsunami hazard assessment. The beginning of 1990's marked a key turning point for tsunami science in the Mediterranean Sea region and in Europe in general. As a result of a series of well-coordinated tsunami research projects, major progress has been made in the the Ionian-Adriatic Basin region across the full spectrum of tsunami science, technology and risk mitigation. Tsunamigenic sources in the the Ionian-Adriatic Basin region and a relative scale of their potential for tsunami generation calculated as a convolution of the frequency of occurrence and the intensity of tsunami events. The compilation of reliable tsunami data bases is of great importance for a wide range of tsunami related studies: statistics and hazard assessment, wave numerical modeling, risk evaluation, operation of early warning systems, public awareness. The main objective of this work was the analysis of possible tsunamis in the Ionian-Adriatic Sea. Special emphasis was given to the tourist resorts, where we computed the corresponding activation of each of the seven sources. From geographical point of view, the very strong events are associated either with highly seismogenic structures like the South Montenegro, Western Albania, the South Italy, the Corinth Gulf, northern Greece, and the Hellenic arc. On the contrary, not very strong tsunamis were found in the rest tsunamigenic zones of the Ionian-Adriatic Sea region. It should be noted, however, that these results are valid as much as the tsunami record over the last centuries could be extrapolated to longer periods of time. From this point of view, the incompleteness of the data along with the very long repeat time that may characterize the tsunami occurrence in some tsunamigenic zones, pose a serious problem in approaching reliably the repeat time of very strong tsunamis in the Mediterranean Sea. From all the examined sources, only source 1 possesses a serious threat, causing a wave propagation amplitude that reaches up to 4m at two locations. Since these locations are heavily populated during the summer season, the need for special tsunami risk mitigation measures is obvious. As a final consideration, our attention in this paper focussed on the time needed for the first tsunami signals to reach the remote coasts, but indeed deeper attention should be paid in a future study to the longterm features of the tsunami propagation for each scenario, in order to evaluate the expected total duration of the phenomena, the characteristic periods, the relative amplitude of the wave packets and the role of edge waves. Several groups of tsunami waves are expected to attack the coasts, with the highest amplitudes not necessarily associated with the first arrivals. Furthermore, sea-level oscillations remain significant for several hours after the earthquake, which represents another important issue in tsunami warning.

Key words: tsunami, earthquakes, tsunami waves, warning systems.

HYRJE

Në këtë studim do të trajtojmë një dukuri fizike të tokës e cila është një nga dukuritë gjeologjike që demonstrojnë qartë dinamikën e planetit në të cilin ne jetojmë. Kjo ngjaje fizike që ndodh në të gjithë oqeanet, por dhe dete, është cunami i cili është një seri valësh që gjenerohen në fundin e detit dhe kanë fillesa nga evente të ndryshme.

Duke qënë se Shqipëria dhe i gjithë pellgu Mesdheut është një nga zonat me një aktivitet shumë të madh sizmik dhe në vendin tonë gjatë gjithë kohës ndodhin ngjarje të tërmeteve me mangituda nga më të ndryshmet, neve marrim në shqyrtim ndikimin e tërmeteve detare në gjenerimin e cunameve.

Tërmetet janë një dukuri shumë e zakonshme e tokës të cilat mund të shkaktohen nga shkaqe të ndryshme nga lëvizja e pllakave tektonike, nga rrëshqitjet e tokës etj. Ato shprehin direkt energjinë e jashtëzakonshme që Toka, si një planet i ri, fsheh në brendësi të saj. Këto dukuri janë shkaku i ndryshimeve drastike të sipërfaqes së planetit tonë, dhe i dukurisë së cunamit. (Ormëni, 2010). Në dy dekadat e fundit studimet për depozitat e cunamit janë rritur në mënyrë të shpejtë. Ky kërkim është ushqyer nga rritja e vlerësimeve për depozitat e cunamit në vlerësimin e rrezikut të tij. Depozitat e cunamit janë prova që cunami mund të përmbys një zonë.

Kërkimet për depozitat e cunamit janë fokusuar në krijimin e kriterëve për identifikimin e depozitave dhe në përmirësimin e vlerësimit të cunamit për zonat e rrezikut. Një numër i vogël i këtyre studimeve është përqëndruar në ngjarjet e fundit të cunameve për të studiuar depozitat moderne të tyre. Studimet e depozitave moderne të cunameve kanë avantazhin për të qenë të afta në cilësimin e karakteristikave të lidhura me cunamin dhe depozitat. Sapo mësohet kjo marrëdhënie, ato mund të aplikohen në depozitat e paleocunamit për të rindërtuar karakteristikat e paleocunamit.

Ky studim shfrytëzon vëzhgimin e zakonshëm në të cilin janë vlerësuar shumë depozita rëre të cunamit. Depozitat tipike janë të formuara nga vendosja e sedimenteve nga pezullimi. Për sedimentet me densitet të njëjtë pjesët me shpejtësi të lartë stabilizimi e arrijnë shtratin para atyre me shpejtësi të vogël stabilizimi. Kjo është e arësyeshme të presësh që shumë depozita të cunamit të formohen nga vendosja dhe pezullimi. Në këtë studim do paraqesim një model të thjeshtë, i cili nxjerr formën e depozitave të cunamit nga sedimentet e rëna nga pezullimi, duke llogaritur shpejtësinë e rrjedhjes nga trashësia dhe nga shpërndarja e madhësisë së kokrës së depozitave të cunamit. Fenomeni i cunamit është vrojtuar në përgjithësi në oqean por ai ndodh gjithashtu edhe në dete si dhe në detin Adriatik. Prania e valëve të mëdha është rregjistruar disa herë në shekujt e shkuar në vijën bregdetare të Adriatikut (Lami, 1990., Bedosti & Caputo, 2000). Megjithatë kjo na jep një ide se cila mund të ishte amplituda maksimale për të patur një ngjarje cunami në të ardhmen. Objektivi i këtij studimi është të jap studimin dhe modelimin e gjenerimit të cunamit dhe parashikimi i një rasti të tillë të ngritjes së nivelit bazë të ujit në Detin Adriatik dhe Jon.

Sizmikologjia përfshin analizimin e tokës të prodhuar nga burime energjie të tilla si ngjarjet e tërmeteve por gjithashtu edhe nga proceset e rrëshqitjeve të lidhura me ngjarjet sizmike.

Përveç ndërhyrjeve afër zonës së burimit shumica e lëvizjeve të tokës janë kalimtare, baseni kthehet në pozicionin e tij fillestar pasi të kalojnë ngritjet. Lëkundjet e këtij tipi përfshijnë deformime të vogla elastike në përgjigje të forcës së brendshme shkëmbore. Teoria e elasticitetit na ndihmon që të gjejmë relacionet matematike të lëkundjeve. Reflektimi i tensionit i grumbulluar gjatë deformimeve reflektohet në një shkëputje, lëvizje të papritura në vendin e ngjarjes sizmike duke shkaktuar një tërmet. Manjituda e ngjarjeve sizmike ka një varietet të madh dhe një varësi të madhe me përmasat e shkëputjes ose thyerjes. Aktiviteti sizmik në tokë është i vazhdueshëm, por mbledhja e një sasive të madhe sforcimi kërkon një

kohë relativisht të madhe prandaj tërmetet me një magnitudë $M > 8.0$ të mos ndodhin shpesh. Një tërmet është një demonstrim që toka është një sistem në evolucion dinamik, por shpesh bëhet shkak për tragjeditë njerëzore dhe dëmtimet e mëdha në infrastrukturë. Sizmiologjia i studion mirë këto si një fenomen fizik i tokës, dhe mund të ndihmojë që të parandalohen ose të paktën të zvogëlohen pasojat e shkatërrimeve në të ardhmen. Kjo mund të bëhet duke vlerësuar rastet sizmike në një zone të caktuar ose nëpërmjet mënyrave të një sistemi paralajmërimi, ose nëpërmjet parashikimit të eventeve të gjenerimit të cunameve pas një ngjarjeje të fortë sizmike. Kjo është një arritje shumë e madhe dhe sizmiologjia është një shkencë relativisht e re, por përmirësimi i vazhdueshëm i teknologjisë instrumentale dhe përparimet e arritura nga sizmiologjia në dekadat e fundit na lejojnë që të jemi optimist.

Aktualisht në ditët e sotme neve kemi në dispozicionin tonë një llojshmëri të madhe të instrumenteve që rregjistrojnë valët sizmike, deformimet e tokës, gravitetin dhe ndryshimet në nivelin e detit. Megjithatë gjatësia e kësaj kohe nuk është akoma e mjaftueshme në qëllimin tonë sepse perioda e rindodhjes së një tërmeti shumë të fortë është shumë e gjatë në krahasim me periodën e ndodhjes së një tërmeti moderat.

Kuptimi i proceseve të zonave na lejon që të mbushim të paktën në mënyrë të pjesshme këtë mungesë të të dhënave. Ky është në fakt objektivi i studimit të burimeve sizmike. Fatkeqësisht vëzhgimet direkte mbi një tërmet janë shpesh praktikisht të parealizueshëm dhe është shumë i vërtet për tërmetet detare, të cilat janë subjekti kryesor për këtë tezë. Megjithatë neve mund të mbledhim vëzhgimet e matjeve të bëra nga instrumentet e vendosura në sipërfaqen e tokës për ngjarjet sizmike në basenet e deteve dhe oqeanëve. Prandaj mënyra tipike për të vazhduar kur duam që të tërheqim informacionin në lidhje me proceset e zonave të burimit është nga patja e rregjistrimeve të inversionit dhe të dhënave gjeofizike në dizpozicionin tonë.

Në këtë tezë neve përafrojmë studimin e burimit sizmik me konkluzionet rreth parametrave sizmike të procesit të thyerjes. Një mënyrë tipike për të nxjerr këto parametra është duke përdorur inversion të formës valore sizmike dhe duke mbledhur të dhënat gjeodetike gjatë ngjarjeve sizmike. Tërmetet e mëdha në zonat e cekëtinave kontribuojnë deri në 90 përqind të të gjitha momenteve sizmike në rang botëror [Pacheco and Sykes, 1992; Stern, 2002].

Këto tërmete kanë një mekanizëm fokusues që tregojnë ngjarjen në sipërfaqen e zonës përkatëse. Këto zona të ngjarjes janë zëvendësuar nga pllakat oqeanike që rrëshqasin në pllakat kontinentale. Fërkimi i këtyre pllakave është shkaktari i sizmicitetit të madh që mund të ndodhë. Tërmetet e fuqishëm dhe të cekët kanë rrezikshmëri të madhe për njerëzit që jetojnë afër kufijve të thyerjeve dhe të konvergjencës. Përveç kësaj, disa nga tërmetet e mëdha ndodhin nën oqean dhe dete dhe nga zhvendosjet në fund të detit shaktohen lëvizjet nënujore të cilat shkaktojnë një shkallë të lartë të zhvendosjes së kolonave të valëve të ujit, në të cilat graviteti do të sjelli si përfundim gjenerimin e një cunami.

Të dhënat e cunameve na ndihmojnë në ndërtimin e zonave të ngjarjeve të pozicionuara në breg, në përgjithësi afër zonave të thyerjeve ose ndërmjet zonave të kontaktit të pllakave tektonike në të cilat mund të bëjmë një gjenerim të një ngjarjeje sizmike. Hapi i parë në analizimin e problemit është të prezantojmë një burim sizmik. Një plan ngjarjeje në të cilin ndodhin tërmetet, është përcaktuar në një mënyrë skematike në kuptimin e një zonë drejtekëndore. Kjo zonë bashkë më thellësinë e saj gjeometrike, kinematikën e rrëshqitjeve, parametrat e shpejtësisë dhe shumë të dhëna të tjera do të na përfaqësojë një burim sizmik.

Të dhënat e bathimetrisë së deteve tona na japin një profil të plotë të ndërtimit të tyre. Nga këto të dhëna kam parë që detet tona Adriatiku dhe Jon përveçse janë shumë të ndryshëm nga njëri tjetri po edhe brenda tyre kanë profile të ndryshme dhe një ndërtim morfologjik shumë të larmishëm. Këto të dhëna i kemi përdorur për të bërë simulimet e valëve të cunamit dhe për të parë se sa ndikon struktura e tyre dhe këndi i bregdetit për valën

e cunamit nëse i jep një amplifikim apo dobësim këtyre valëve. Nga grykëderdhja e Drinit, Durrësi, Divjaka, Grykëderdhja e Vjosës, deri në bregdetin e Vlorës kemi vlerësuar që mund të kemi ngjarje të cunameve të cilat mund të sjellin shume dëme të mëdha në zonat e bregdeteve. Ky rrezik ulet duke kaluar më poshtë në Himarë dhe në Gjirin e Gramës dhe bregdetet e tjera që kemi deri afër Sarandës. Kjo ndodh për shkak të bregdetit shkëmbor dhe të thellësisë direkte shumë të madhe afër bregdetit të cilat do të ndikonin në pengesën e një vale që do të shkaktonte dëme. Një valë e cunamit në këto zona pritet që të ndikojë vetëm në plazhet dhe mund të jetë me rrezik vetëm gjatë sezonit turistik. Kurse në bregdetin e Sarandës ky rrezik duhet të rivlerësohet për shkak të shtrirjes së të gjithë qytetit shumë pak metra mbi nivelin e detit.

KAPITULLI I

I. NJOHURI TË PËRGJITHSHME MBI NDËRTIMIN E TOKËS DHE TË SIZMICITETIT

Në këtë kapitull kemi dhënë të gjitha njohuritë kryesore të përgjithshme që kemi mbi ndërtimin e tokës. Ky kapitull i parë është hyrje për kuptimin e ndërtimit të tokës, për sizmicitetin dhe më pas, në kapitujt në vazhdim, të futemi në një kuptim më të veçantë të synimit tonë për studimin e cunameve të shkaktuara nga tërmetet.

1.1 KARAKTERISTIKA E NDËRTIMIT TË TOKËS

1.1.1 Korja e Tokës

Përfaqëson pjesën më të sipërme dhe me densitet më të vogël të Tokës; trashësia e saj varion nga 7-8 km deri në 70-100 km dhe vendoset mbi pjesën më të sipërme të Mantelit të Tokës. Kufiri i Mantelit me Koren e Tokës hiqet sipas të ashtuquajturës sipërfaqe Moho (sipas Mohoroviç 1908), që përfaqëson një nga kufijtë më të spikatur të planetit tonë.

Ky kufi karakterizohet nga fakti, që gjatë kalimit nëpër të, shpejtësia e valëve sizmike gjatësore rritet me hop. Në përgjithësi, në rajonet ku kufiri Moho është përcaktuar, shpejtësia e valëve gjatësore rritet nga përafërsisht 6.5 km/s në Koren e poshtme në përafërsisht 7.5–8.4 km/s në Mantelin e sipërm (Amari.,2000). Njohja e thellësisë së tij përbën një mjet të rëndësishëm, jo vetëm për gjeodinamikën e një rajoni, por edhe për interpretime më të sakta gjeologjike të pjesës më të sipërme të Kores së Tokës, për interpretime të kontrasteve të forta strukturore të shpejtësive kryesisht nën influencën e trashësisë së Kores.

Sipërfaqja Moho vendoset në thellësi të ndryshme. Më thellë (deri 80 km) ajo vendoset në pjesët e ngritura të kontinenteve, kurse në oqeanë thellësia e ndodhjes së saj zvogëlohet ndjeshëm deri në disa kilometra (5 – 8 km).

Në bazë të dhënave sizmike Korja e Tokës përbëhet nga tre pjesë kryesore:

1. Korja e sipërme

Përbëhet kryesisht nga shkëmbinj sedimentarë, që janë produkt i shkatërrimit, dhe ridepozitimit të materialeve dhe grumbullimit të mbeturinave organike.

2. Korja e mesme

Përbëhet kryesisht nga shkëmbinj magmatikë acide, ndër ta mbizotërojnë granitet, të cilët janë të pasur me silic.

3. Korja e poshtme

Përbëhet nga shkëmbinj bazik, që janë më të varfër me silic dhe që kanë dendësi më të madhe.

Në këtë mënyrë, pra, në kontinente, Korja e Tokës është tre shtresore Kore e tipit kontinental, ndërsa në oqeanë ajo zakonisht është dyshtresore (Kore e tipit oqeanik).

Korja e Tokës dhe pjesa më e sipërme e mantelit paraqesin atë që quhet litosferë e cila shtrihet në thellësi deri në 110 – 150 km. Në vartësi nga tipi i kores që përbën pjesën më të madhe të litosferës, dallohet litosfera e tipit kontinental dhe litosfera e tipit oqeanik, për rrjedhim edhe trashësia është e ndryshme; ajo varion nga disa km në afërsi të kurrizeve mesoqeanike, në 60-70 km në litosferën oqeanike, deri në 110-150 km në litosferën kontinentale; mesatarisht trashësia e litosferës është 70 – 80 km (fig 1.2).

Litosfera është e ndarë në një seri pllakash të përmasave të ndryshme. Pllakat litosferike lëvizin me shpejtësi të ndryshme në astenosferë, pjesën që shtrihet nën Litosferë.

Buzët e pllakave janë elementët më të rëndësishme të Tokës, sepse ato pasqyrojnë dinamikën e brendshme të planetit tonë.

Pjesa e sipërme e litosferës me trashësi 20-40 km nga veprimi i sforcimeve karakterizohet nga zhvillimi i deformimeve fragile, ndërsa nën të gradualisht kalohet në deformime duktile e rrjedhje plastike (Hamblin, Christiansen., 1998).

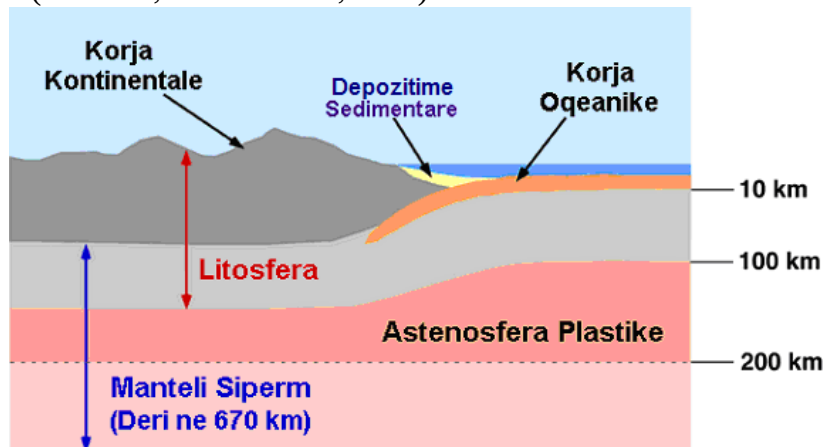


Figura 1.1. Struktura e Kores së Tokës dhe shtresa më e sipërme e mantelit të sipërm.

I.1.2 Manteli i Tokës

Është përbërësi kryesor i Tokës. Ai vendoset në intervalin nga 7-80 km deri në 2900 km. Manteli i Tokës është me përbërje të ndryshme. Në bazë të shpejtësisë së përhapjes të valëve sizmike gjatësore në të dallohen: manteli i sipërm në thellësi 5-80 km deri 400 km, manteli i mesëm që vendoset në intervalin 400 – 900 km dhe manteli i poshtëm, që shkon deri në thellësinë 2900 km, pra në kufirin me bërthamën (fig 1.3).

Manteli i sipërm përfaqësohet prej shkëmbinjsh ultrabazik të tipit të peridotiteve, të cilat përbëhen prej silikatesh hekur-magnezial.

Në mantelin e sipërm nën litosferë, në intervalin 100-200 km veçohet një zonë me viskozitet të ulët dhe me shfaqje të dukurive fillestare të shkrirjes së pjesshme të lëndës mantelike, e cila emërohet astenosferë. (Grow, J.A., 1973)

Astenosfera ndodhet në pjesën e sipërme të mantelit në intervalin e thellësisë nga 100-200 km deri në 350-500 km. Karakterizohet nga viskoziteti i ulët, mbizotërimi i deformimeve duktile deri në rrjedhje plastike dhe gjendje të lëndës peridotitike shumë afër pikës së shkrirjes, deri në praninë e një sasive rreth 1% shkrirje silikate në boshllëqet ndërkokrizore, që kushtëzon anomali në përhapjen e valëve sizmike (uljen e shpejtësisë së tyre).

I.1.3 Bërthama e Tokës

Përfaqëson një sferoid me rreze 3480 km që lokalizohet nga thellësia 2900 km deri në qendër të Tokës. Kalimi nga pjesët më të poshtme të mantelit për në bërthamën e Tokës karakterizohet nga ndryshime thelbësore të përbërjes dhe të gjendjes fizike të lëndës që pasqyrohen edhe në ecurinë e valëve sizmike (kufiri i Gutenbergut). Sipas të dhënave sizmike bërthama e tokës përbëhet nga dy pjesë; bërthama e brendshme dhe bërthama e jashtme (fig. 1.3).

1. Bërthama e jashtme

Ndodhet në intervalin e thellësisë 2900 km – 5140 km. Ajo supozohet të jetë në gjendje fluide duke u bazuar në faktin se nëpër të nuk kalojnë valët sizmike tërthore (S), (fig 1.4), gjithashtu për efekt të kësaj gjendjeje fizike të bërthamës së jashtme në të supozohet se

ndodhin procese të rëndësishme të konveksionit dhe gjenerimit të fushës magnetike të tokës dhe të inversioneve të poleve magnetike të saj.

2. Bërthama e brendshme

Përbën pjesën qendrore të bërthamës së tokës. Ajo është në gjendje të ngurtë gjë që faktohet nga kalimi nëpër të i valëve sizmike. Supozohet se përbëhet prej hekuri duke u bazuar në densitetin e saj dhe në shpejtësinë e valëve sizmike.

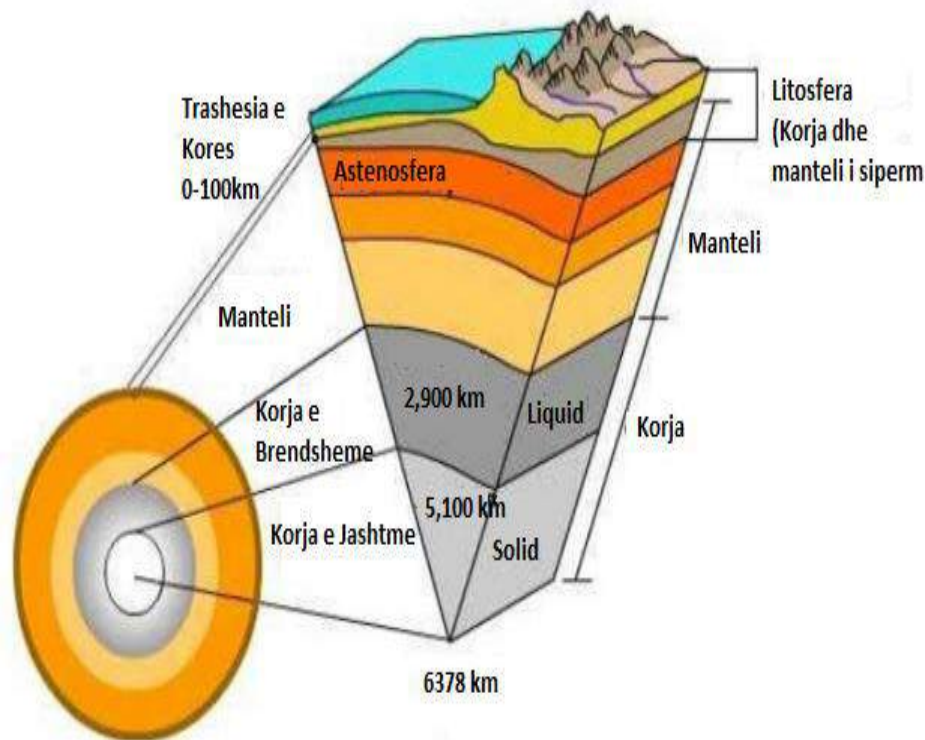


Figura 1.2. Struktura e ndërtimit të Tokës

I.2.Karakteristikat e burimeve sizmike

Tërmeti është një ngjarje fizike që ndodh në një zonë përgjegjëse në sipërfaqe të tokës në të cilat një anë lëviz në lidhje me të tjerat. Në teorinë elastike të reagimit të termeteve në një zonë përgjegjëse, dy anët e tokës që fërkohen lëvizin në drejtime të kundërta me njëra tjetrën. Si përfundim nëse tensioni i akumuluar në shkëmb është shumë më tepër se sa mund të mbajë shkëmbi vetë do të shkaktohet rrëshqitje dhe si rezultat do të gjenerohet një tërmet. Pra ai është një seri e vibrimeve në sipërfaqen e tokës të shkaktuara nga gjenerimi i valëve elastike sizmike nga një përplasje e papritur e shkaktuar nga çlirimi i energjisë të akumuluar nga fërkimet. Në studimet e tërmeteve cunamigjene një nga synimet më të rëndësishme është kuptimi i procesit të thyerjes, i cili në thelb do të thotë të marrësh informacione në lidhje me burimin sizmik. Parametrat e burimit sizmik luajnë një rol të rëndësishëm në gjenerimin e cunamit. Aktualisht, ndërhyrjet kinematike të zonës burim janë të rëndësishme sepse të lejojnë të zbulohet procesi që gjeneron lëvizjen e basenit të detit dhe si pasojë e kësaj edhe të cunamit. Parametrat që përshkruajnë të dhënat e burimit sizmik përfshijnë karakteristikat gjeometrike, siç janë dimensionet e orientimit të zonës dhe parametrat mekanike, siç është hipoqendra (në të cilën fillon thyerja e zonës), shpejtësia e këputjes (se sa shpejt do të përhapet thyerja) dhe amplituda e rrëshqitjes dhe drejtimi (si janë gjetur pikat në rrëshqitjen e zonës). Në figurat më poshtë kemi dhënë zonën e fërkimit të pllakave dhe mënyrën e gjenerimit të një tërmeti. Gjithashtu dhe shpërndarjen e pllakave sizmike në të gjithë globin.

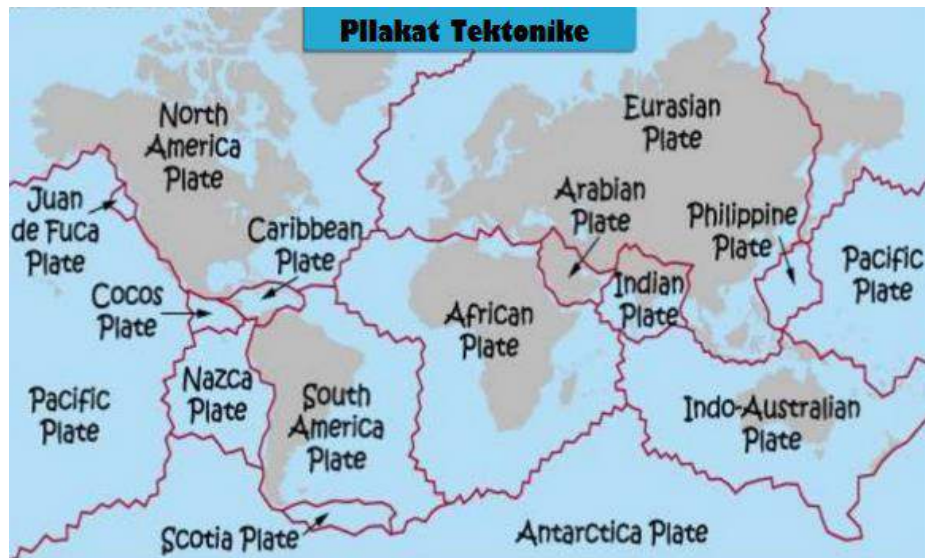


Figura 1.3. Pllakat tektonike dhe mënyra se si janë vendosur. Gjithashtu dhe ndikimi i pllakave me njëra tjetrën.

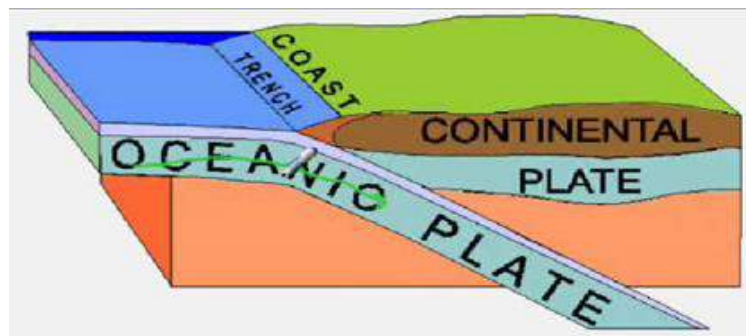


Figura 1.4 Mënyra se si janë vendosur pllakat që shkaktojnë tërmetet.

1.2.2 Karakteristika e Tërmeteve

Pika brenda tokës në të cilën krijohet tërmeti është quajtur **vatër (fokus)**. Dhe pika e projektimit të tërmetit në sipërfaqe është quajtur **epiqendrë**.

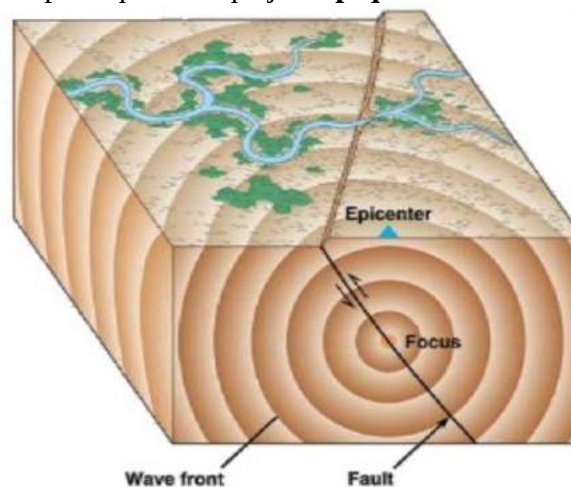


Figura 1.5. Paraqitja skematike e epiqendrës dhe e vatrës (fokusit).

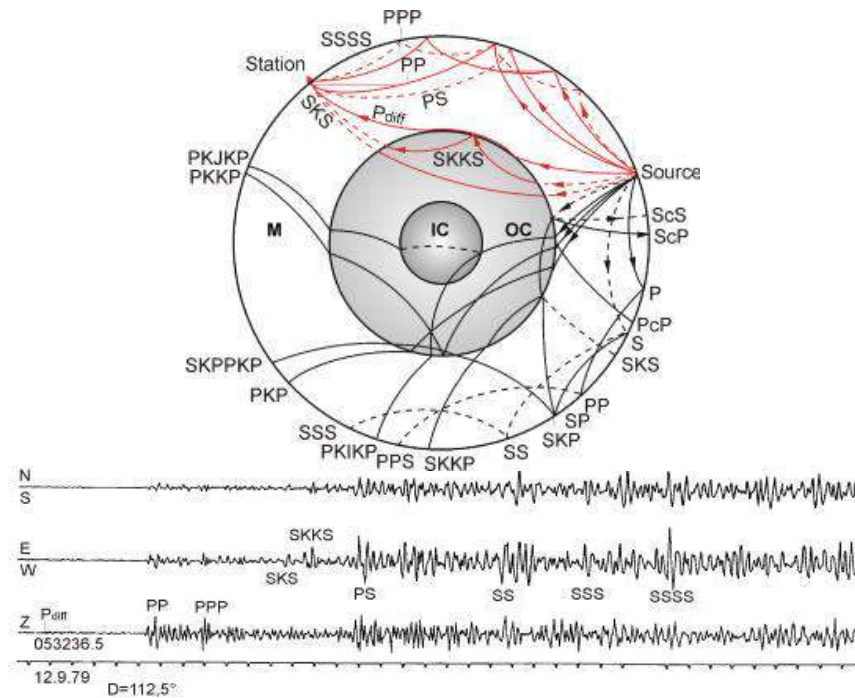


Figura 1.6. Rrezet sizmike që lëvizin në brendësi të Mantelit, Bërthamës së jashtme dhe Bërthamës së brendshme të Tokës me simbolet e fazave respektive.

— rrezja e valëve P

----- rrezja e valëve S (Borman P 2002)

1.3. Gjeodinamika dhe sizmiciteti i albanideve dhe rajoneve rreth tyre

Toka është një sistem evolues dinamik, brenda tokës ndodhin procese të komplikuar. Tërmetet janë dukuri gjeologjike që demonstrojnë qartë dinamikën e planetit në të cilin ne jetojmë. Ato shprehin direkt energjinë e jashtëzakonshme që Toka, si një planet i ri, fsheh në brendësi të saj. Këto dukuri janë shkak i ndryshimeve drastike të sipërfaqes së planetit tonë, që shoqërojnë evoluimin e vazhdueshëm të tij.

Shpërndarja 3-D e tërmeteve në një rajon të caktuar, është tregues i qartë i tektonikës aktive të tij. Tërmetet janë konsekuencë natyrore e proceseve dinamike, që formojnë basenet oqeanikë, kontinentet dhe vargjet malore. Në shkallë globale, në përgjithësi, vendodhja e tërmeteve shtrihet në kufijtë e pllakave litosferike (fig 1.7). Meqë shumica e tërmeteve natyror janë iniciuar pranë kufijve të pllakave, ato tentojnë të jenë në zona të vazhdueshme lineare, ose kurbolineare.

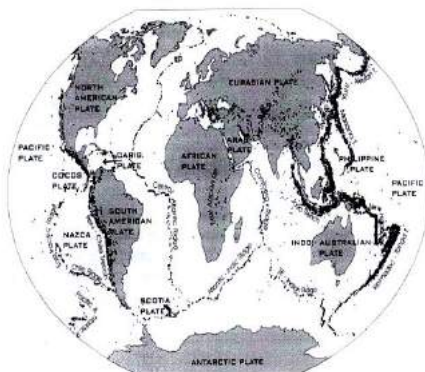


Figura 1.7. Shpërndarja globale e epiqendrave të tërmeteve sipas katalogut të NEIC 01/1997 – 07/1997 dhe lidhja e tyre me pllakat litosferike kryesore (Borman 2002)

Si dukuri shkatërruese, tërmetet kanë sjellë dëmtime të jashtëzakonshme për njerëzimin në rrjedhën e shekujve. Vetëm gjatë 500 viteve të fundit kanë vdekur nga tërmetet më tepër se 7 milionë njerëz në të gjithë botën dhe shumë miliona të tjerë kanë humbur pasuritë e tyre.

Megjithatë, dukuritë tërmetore nuk kanë qenë vetëm burim fatkeqësish, por edhe një burim i çmuar informacioni gjeologjik. Analiza e valëve sizmike që gjenerohen gjatë procesit tërmetor ka dhënë informacion të detajuar dhe mjaftë të rëndësishëm për strukturën e brendshme të Tokës.

Në zonimin sizmik mbarëbotëror, Shqipëria zë vend në brezin sizmik Alpin-Mesdhetar. Ky brez sizmik përfshin një zonë të gjerë kontakti midis pllakave litosferike të Afrikës dhe Euroazisë, që nga Ishujt Azore deri në kufirin lindor të basenit Mesdhetar (Fig. 1.8). Rajonet që rrethojnë Shqipërinë përfshijnë një zonë tektonike mjaftë të gjerë, të përbërë nga blloqe relativisht të shtangët si Adriatiku, disa sektorë të brezit Alpin, Alpeve, Karpateve, Vargmaleve Ballkanikë, Dinariteve, Helenideve, Harkut Helenik, brezit të Anadollit si dhe basenet e brendshme të Tirrenit, Egjeut, Panonian dhe Detit të Zi (Sulstarova E. Aliaj Sh, 1990).

Në brezat e mësipërm, pjesa më aktive nga pikëpamja sizmike është Egjeu dhe zona rrethuese e tij, ku bëjnë pjesë Greqia, Shqipëria, Mali i Zi, Maqedonia, Bullgaria Jugore dhe Turqia Perëndimore. Çdo vit në këtë rajon ($34-43^{\circ}\text{N}$; $18-30^{\circ}\text{E}$), ndodh të paktën një tërmet me $M > 6.5$ (Papazachos, 1988). Duke lënë mënjanë Harkun Helenik, ku pllaka Afrikane futet nën pllakën Euroaziatike në formën e një subduksioni, kontakti tjetër midis këtyre dy pllakave dhe, veçanërisht, ajo pjesë që nis aty ku përfundon pjesa perëndimore e Harkut Helenik dhe vazhdon me bregun perëndimor të gadishullit Ballkanik, realizohet nëpërmjet mikropllakës së Adrias. Ky unitet vepron si një pykë midis Apenineve, Alpeve dhe sistemit të vargmaleve Dinarit-Albanid-Helenid.

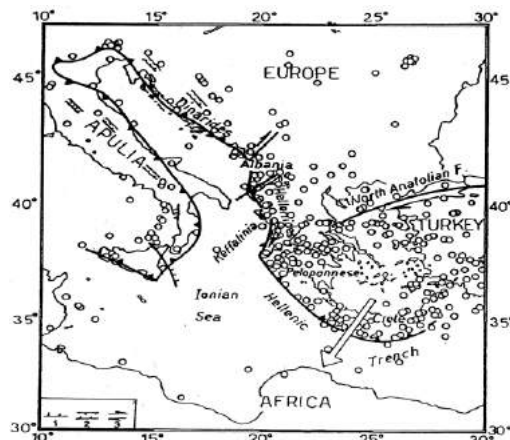


Figura 1.8 Pamje e përgjithshme e gjeodinamikës së zonës që rrethon Shqipërinë.

Sot diskutohet akoma nëse Adria është pjesë e pllakës Afrikane apo duhet konsideruar si një pllakë më vehte. Sipas mekanizmit të vatrave dhe studimeve të paleomagnetizmit është përcaktuar se mikropllaka e Adrias rrotullohet në sensin antiorar me polë në Italinë e veriut (Sulstarova E, 1986).

Konkluzionet e shumë studimeve mbi gjeodinamikën e Egjeut dhe në përgjithësi të Mesdheut lindor ku bën pjesë edhe Shqipëria, konvergjojnë në pikëpamjen se sizmiciteti i Shqipërisë është i lidhur kryesisht me kontaktin midis Adrias dhe orogjenit të Albanideve i cili nga ana e vet është pjesë e përplasjes midis pllakave të Afrikës dhe Euroazisë. Ky kontakt, i cili ka gjasa të jetë i tipit “përplasje kontinentale”, është shkaku i akumulimit të deformimeve përgjatë thyerjeve tektonike gjatësore si dhe thyerjeve tërthore që e presin atë duke penetruar në brendësi të gadishullit. Janë pikërisht këto grumbullime të vazhdueshme të deformimeve tektonike që nëpërmjet thyerjeve tektonike aktive gjenerojnë tërmetet e vendit tonë dhe rreth tij.

I.4 Sizmiciteti i Shqipërisë

Sizmiciteti i një rajoni të caktuar përcaktohet në funksion të madhësisë së tërmeteve (magnitudës, intensitetit, momentit sizmik etj.) si dhe shpeshmërisë së përsëritjes së tyre. Në këtë mënyrë, duke pasur parasysh klasifikimin e njohur të tërmeteve sipas madhësisë së tyre (Hagiwara 1964, Lë etj., 1981), sizmiciteti i Shqipërisë karakterizohet nga një mikroaktivitet sizmik intensiv ($1.0 < M \leq 3.0$), nga shumë tërmete të vegjël ($3.0 < M \leq 5.0$), nga tërmete të rrallë me madhësi mesatare ($5.0 < M \leq 7$) dhe shumë rrallë nga tërmete të fortë ($M > 7.0$) (Sulstarova E. Koçiaj, S. Aliaj Sh, 1980, Ormeni 2010)

Shqipëria është një ndër vendet më sizmoaktive në Evropë. Shumica e tërmeteve të fortë ndodhin në breza sizmike mirë të përcaktuar, si vijon:

Brezat sizmike gjatësore

1. Zona e thyerjeve Jonike-Adriatike
2. Zona e thyerjeve të Drinit,
3. Zona e thyerjeve Shkodër-Mat-Mokër-Bilisht,

Brezat sizmike tërthor

1. Zona e thyerjes tërthore Shkodër-Pejë
2. Thyerja tërthore Vlorë-Lushnjë-Elbasan-Dibër
3. Zona e thyerjes Vlorë-Tepelenë

KAPITULLI II

II. TË DHËNA TË PËRGJITHSHME MBI CUNAMET DHE BASENIN E DETIT ADRIATIK DHE JON

Në këtë kapitull do të paraqesim të dhëna të përgjithshme mbi ndërtimin e baseneve të deteve Adriatik dhe Jon. Nëse arrijmë që të kemi një bathimetri të qartë dhe një stukturë sa më të qartë të fundit të basenit mund të ndërtojmë një ide më të qartë se si do të ndikojnë tërmetet brenda baseneve në pjesë të ndryshme të plazheve. Të dhënat e baseneve të bathimetrisë dhe distancës nga bregu mund të përdorim më vonë për pjesën e simulimeve dhe të llogaritjeve të valës së cunamit në bregdet. Por ky kapitull është baza për fillimin e studimit tonë. Gjithashtu do të përmendim dhe terminologjinë e përgjithshme që lidhen me cunamet, si gjenerohen, si mund të kuptojmë kur në breg ka një dukuri cunami, dhe paralajmërimet fillestare në rastin e ardhjes së një cunamit, dhe tërmetet që lidhen me cunamet.

II.1 Të dhëna të përgjithshme mbi Detin Mesdhe dhe basenët e deteve Adriatik dhe Jon

Pellgu i Mesdheut pjesë e të cilit është dhe bregdeti ynë, ka një sipërfaqe të përgjithshme të pasqyrës së ujit prej 2.5 milion km^2 dhe një thellësi maksimale 5120m në detin Jon. Shqipëria, duke patur një vijë bregdetare prej rreth 430 km të gjatë, që laget nga deti Adriatik (280km) dhe deti Jon (150km) si dhe një sipërfaqe bregdetare brenda kufijve shtetëror rreth 12900 km^2 , është një vend tipik bregdetar në pellgun e Mesdheut. Sipërfaqja e Shqipërisë 28748 km^2 kufizohet nga një vijë kufitare shtetërore prej 1094 km e gjatë. Ana perëndimore e kësaj vije rreth 300km e gjatë përbën kufirin detar.

Sipërfaqja detare kufizohet nga njëra anë nga vija bregdetare dhe nga ana tjetër nga kufiri detar. Kjo sipërfaqe përfaqëson ujërat e brendshme bregdetare dhe ujërat territorial. Ujërat e brendshme bregdetare përfshijnë hapësirën detare që kufizohet nga toka me vijë bregdetare dhe nga deti me vijën e thyer të formuar nga drejtëzat që bashkojnë derdhjen e Bunës, kepat e Rodonit, të Pallës, të Logjit e të Semanit, derdhja e Vjosës, bregu perëndimor të Sazanit, Kepat e Gjuhës, të Gramës, të Palermos, të Qefalit e të Sarandës. Ujërat territoriale shtrihen deri tek kufiri detar, i cili kalon nga derdhja e Bunës sipas vijës së kufirit detar Shqiptaro-Ishjugosllavi pastaj vazhdon me vijën që shtrihet 12 milje larg nga vija kufizuese e ujërave të brendshme midis Kepit të Rodonit dhe kepit të Palermos dhe përfundon me vijën e kufirit detar Shqiptaro-Grek. Kufiri detar Shqiptaro-Grek kalon midis bregdetit tonë dhe ishujve Grek, ndërsa në kanalin e Korfuzit kalon në mes të tij, duke përfunduar në gjirin e Ftelias poshtë Kepit të Stillos. Deti Adriatik, sipas studimeve të kryera në këto dekadat e fundit nga pikëpamja morfologjike ndahet në Adriatikun Verior, Qëndror dhe Jugor. Vija e ndarjes së këtij pellgu me sipërfaqe të përgjithshme 130 mijë km^2 janë përkatësisht S. Benedeto-Zador, Vieste-Dubrovnik dhe Otranto-Kepi i Gjuhës me gjatësi 75 km përcakton kufirin midis detit Adriatik dhe detit Jon (Lami, 1990). Përsa i përket formës së përgjithshme deti Adriatik është i zgjatur sipas drejtimit VP-JL (Fig.1) ndërsa përsa i përket topografisë nënujore pjesa më e madhe e bathimetrisë ka thellësi nën 200m, madje afro gjysma e pellgut të tij ka thellësi nën 100m. Kjo është dhe arsyeja që nga ana morfologjike Adriatiku konsiderohet një det shelfor.

Adriatiku verior është pjesa më e cekët, ku thellësia maksimale nuk i kalon 800 m, ndërsa Adriatiku Jugor është pjesa më e thellë, ku shquhet një gropë e madhe me sipërfaqe 800 km² dhe thellësi maksimale 1589 m. Vija bregdetare nga derdhja e Bunës deri tek Kepi i Gjuhës përfaqëson bregdetin lindor të Adriatikut të Jugut.



Figura 2.1. Harta gjeografike e detit Adriatik dhe Jon.

II.1.1 Struktura e Adriatikut dhe Jonit

Struktura e Detit Adriatik

Në topografinë e basenit të Adriatikut të jugut nga ana gjeomorfologjike dallohen zakonisht katër forma kryesore: zona e plazhit, shelfi (cekëtina) kontinentale dhe rrafshina e thellësive të mëdha. Gropa e Adriatikut të jugut ndodhet në thellësi mbi 800 m. Topografia e rrafshinave të thellësive të mëdha është e ngjashme me topografinë e sipërfaqes së tokës. Faqet e tyre janë të ndërprera nga kanione të shumta në formën e përrenjve nëndetare. Në fund të këtyre faqeve vihen re depozitime terrigjene. Pjesa më e madhe e materialeve të këtyre rrafshinave është me origjinë detare. Rrëpira kontinentale në përgjithësi ka një pjerrësi mesatare të tabanit të rendit 1/20 ku materialet dominuese janë lymrat, me shkëmbinj të zbuluar. Në anën tonë të basenit të Adriatikut të Jugut rrëpira kontinentale shtrihet nga thellësia 200m deri në 800m. Me termin shelf ose cekëtinë kontinentale nënkuptohet pjesa pranë bregdetare e fundit të detit relativisht e sheshtë zakonisht me pjerrësi mesatare 1/500

dhe maksimale 2 gradë, ku materiali dominues është rëra, ndërsa pjesët shkëmbore dhe deltinore janë më të pakta. Niveli i sipërm i shelfit është niveli i qetë i detit, ndërsa niveli i poshtëm përcaktohet për cdo rast konkret, duke u bazuar jo vetëm në morfologjinë ose formën e relievit të tij, por edhe në veçoritë gjeomorfologjike të fundit të detit. Sipas kësaj shelfi përbën atë pjesë të fundit të detit që ndodhet më pranë brigjeve dhe që nga pikëpamja gjeomorfologjike dhe gjeologjike-strukturore është vazhdim i drejtëpërdrejtë i ultësirave bregdetare. Proçeset e sedimentimit këtu janë të rëndësishme dhe materialet e dekantuar me origjinë terrigjene janë nën veprimin e valëve dhe të rrymave (Dawson, 1988; 1996). Nga pikëpamjet e mësipërme niveli i poshtëm i shelfit tonë të Adriatikut rezulton të jetë në thellësi 200m. Në sipërfaqen e këtij shelfi, sipas llojit të materialeve të dekantuar mund të veçohen tre breza:

- 1) Cekëtina bregdetare e shtrirë deri në -50m, e cila ndodhet nën veprimin e valëve dhe të rrymave, ku dominojnë sedimentet ranore dhe ranoro-alevrolitike.
- 2) Ultësira e sheshtë shelfore e shtrirë deri në 100m, ku dominojnë sedimentet alevrolitike.
- 3) Ultësira e pjerrët shelfore e shtrirë deri në -200m, ku dominojnë sedimentet deltinoro-alevrolitike dhe deltinore.

Në këto kushte ujërat e brendshme bregdetare shtrihen në brezin e cekëtinës së shelfit tonë detar, ndërsa ujërat territorial të Adriatikut përgjithësisht shtrihen në brezin e ultësirës së pjerrët shelfore.

Karshi hapsirës detare gjenden zona të tëra që janë të ekspozuara nga veprimet dinamike të masës së ujit. Bregdeti ynë, në mënyrë të veçantë pjesa e Adriatikut, po i nënshtrohet gjithnjë e më shumë proceseve të erozionit. Ka vlerësime të tilla që këto procese mund të jenë shtrirë në rreth 60% të gjatësisë të përgjithshme të kësaj vije bregdetare.

Struktura e Detit Jon

Deti jon shtrihet në zonën e rrëpirës kontinentale dhe në të ndodhet thellësia më e madhe e bregdetit tonë. Në detin jon izobatet janë më të vogla se 200m dhe kalojnë shumë afër bregut në krahasim me ato të detit Adriatik.

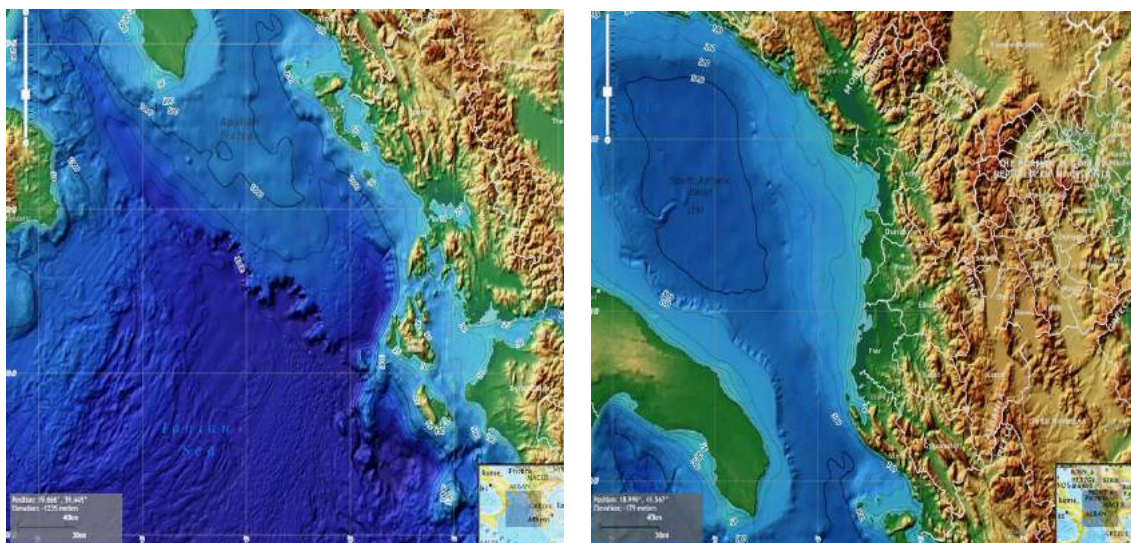


Figura 2.2 Struktura e Detit Jon dhe detit Adriatik.

II.1.3 Ndërtimi i plazhit në bregdetin Shqipëtar

Zona e plazhit është një rrip toke i përmblytshëm nga deti në të cilën vija e ujit ndryshon në mënyrë të vazhdueshme nga veprimet e detit. Gjerësia e kësaj zone ndikohet nga ndryshimet e nivelit të detit. Bregu i detit është një sipërfaqe e rrafshët me gjerësi ndoshta disa kimometra, që shtrihet nga vija e bregut në drejtim të tokës, deri në ngritjen e parë të theksuar të relievit. Vija e ujit ndodhet në pozicione të ndryshme në zonën e plazhit nga niveli më i ulët në nivelin më të lartë që është vija e bregut. Zona e plazhit përfshin paraplazhin dhe bankinat e plazhit. Paraplazhi është zona që ndodhet në veprimin e vazhdueshme të baticave, ndërsa bankinat nën veprimin e valës së stuhisë. Kufiri midis zonës së plazhit dhe të shelfit është vija e ujit. Zona afër plazhit është një zonë e papërcaktuar e shelfit që shtrihet nga ana e detit prej vijës së bregut deri përtej zonës së thyerjes së valëve. Këtu veprojnë rrymat e valëve nën veprimin e bregut të shoqëruara me transportin e masës, rrymat paralele në vijën e bregut dhe rrymat e kundërta. Zona larg plazhit është një zonë deri diku e rrafshët me gjerësi të ndryshueshme që shtrihet nga zona e thyerjes së valës deri në fund të shelfit kontinental. Vija e ujit është vendi i takimit të detit me tokën. Pozicioni i kësaj ndryshon në funksion të nivelit të detit. Kur valët janë prezente në plazh kjo vijë njihet si kufiri i poshtëm i zbritjes së valëve në paraplazh. Me vijë të bregut të detit teknikisht e kuptojmë vijën që formon kufirin midis bregut të detit dhe plazhit. Në kuptimin e zakonshëm ajo mund të njihet si kufiri midis tokës dhe ujit. Në hartën detare kjo vijë përshkruhet si intersektim i sipërfaqes së plazhit me sipërfaqen e nivelit të lartë mesatar të detit. Gjatë vijës bregdetare gjenden njësi të ndryshme fiziografike siç janë plazhet, kepet etj. Gjithashtu në lidhje me orientimin e vijës bregdetare karshi hapësirës detare gjenden zona të tëra që janë të eksploruara nga veprimet dinamike të masës së ujit (ishuj, kepet, zonat e pambrojtura) dhe zona të tjera të mbrojtura në drejtime të caktuara (gjiret, lagunat). Njësi fiziografike të eksploruara nga Deti Adriatik dhe Deti Jon janë kepat e Rodonit, të Pallës, të Gjuhëzës, të Qefalit dhe ishulli i Sazanit. Ndërsa të mbrojtura, deri në një farë mase, janë gjiret e Drinit, Lalzit, Durrësit, Vlorës, Palermos dhe Sarandës, po ashtu dhe lagunat e Vilunit, të Lezhës, Patohut, Karavastes, Narta, Pasha-Limanit dhe liqeni i Butrintit.

Në përgjithësi në bregdetin Shqipëtar shquhen dy zona kryesore morfologjike; bregdeti i ulët dhe lagunor, i cili është dominues në zonën e Adriatikut dhe bregdeti i lartë dhe shkëmbor i cili është dominues në zonën e Jonit. Megjithatë shquhen këto dy zona morfologjike në çdo njërin ndodhen pjesë të veçanta të tjetrës. Kështu në zonën e parë gjenden pjesë të tilla si ajo e bregdetit verior të Shëngjinit, Rodonit, Pallës Treportit, pjesa shkëmbore e gjirit të Vlorës, të cilat karakterizohen nga një bregdet i lartë shkëmbor abraziv.

Po ashtu në bregdetin e Jonit bën përjashtim zona akumulative në jug të derdhjes së kanalit të Butrintit. Karakteristikë në zonën akumulative është ekzistenca e grykëderdhjeve të lumenjve kryesore të vendit të cilët derdhen në detin Adriatik. Elemente morfologjike me karakteristika për zonën e ulët janë barrierat nënujore, dunat e rërës dhe brezat ranore që kufizojnë lagunat dhe godullat me detin.

II.1.4 Ndryshimet e nivelit të detit

Vija bregdetare e cila është ndërthurja e vazhdueshme e litosferës dhe hidrosferës detare, në pozicionimet e saj i nënshtrohet ndryshimeve të nivelit të detit nga lëkundjet baticore dhe thyerjet e valëve, por megjithatë gjendet një nivel mesatar i baticës zero dhe pa valë që duket fiks dhe të cilit i referohemi për të matur lartësitë e pikave në sipërfaqen e tokës ose thellësitë e detit. Në realitet ky nivel i detit përveç ndryshimeve për një kohë të shkurtër, i është nënshtruar edhe ndryshimeve me afat të gjatë, njohja e të cilave është e domosdoshme për të kuptuar morfologjinë dhe evolucionin e bregdetit. Ndryshimet me afat të gjatë të nivelit të detit kanë qënë rezultat i bashkëveprimeve komplekse të fenomeneve të shumta me natyrë astronomike, klimatike, gjeofizike dhe gjeodinamike. Gjatë epokave të transformimeve të

rëndësishme gjeologjike të tilla ndryshime kanë ndodhur në mënyrë të vazhdueshme për të kuptuar morfologjinë dhe evolucionin e bregdetit.

II.1.5 Shkaqet natyrore të paqëndrueshmërisë dhe të krizës erozive të plazheve

Në epokën më të madhe të formimit të akujve që ka njohur globi si pasojë e uljes së theksuar të nivelit të detit një pjesë e madhe e asaj sipërfaqe ka qënë mbi ujë. Këtu si rezultat i copëtimit të shkëmbinjve nga faktorë klimematike dhe nga erozioni u depozituan me kalimin e kohës sasi të mëdha sedimentesh. Por në epokat e mëvonshme 18 mijë vjet me parë krahas depozitimit të sedimenteve si rezultat i ngritjes së nivelit të detit, ky stok sedimentar i vënë në lëvizje edhe nga veprimet dinamike të valëve që e çvendoset përpara në drejtim të detit ndërsa vija e bregut të detit tërhiqet me në brendësi të tokës.

Plazhet dhe sipërfaqet e dunave filluan të formoheshin rreth 5-6 mijë vjet më parë kur niveli i detit filloj të stabilizohej drejt nivelit aktual. Evolucioni natyror i plazheve në përgjithësi ka njohur dy faza të rëndësishme zhvillimi; së pari gjendjen e bollëkut me sedimente të disponueshme dhe së dyti gjendjen e varfërimit të tyre. Këto gjendje nuk zhvillohen në të njëjtën kohë në të gjitha plazhet, por ndryshojnë nga njëri vend tek tjetri. Gjendja e bollëkut vazhdon derisa të ketë shteruar rezerva detare të sedimenteve dhe të jetë arritur ekuilibri litoral midis shuarjes maksimale të energjisë së valëve dhe transportit minimal të sedimenteve gjë që për vende të ndryshme kërkon kohë pak a shumë të gjatë. Një epokë e pakësimit të materialeve fillon më tej dhe ajo është e përgjithshme sot sepse kufizohen këtej e tutje të vetmet sjellje me rëndësi direkt prej erozionit kontinental dhe detar. Pra situata në përgjithësi është e pasigurt për plazhet nga pikëpamja e furnizimit me sedimente.

Gjatë këtij shekulli duke qënë se ngritja e nivelit të detit parashikohet të jetë rreth katër herë më e lartë se shekulli i kaluar, kriza sedimentologjike e plazheve pritët të shtrihet në përmasa akoma më të mëdha. Pakësimi i sasisë së sedimenteve të disponueshme, ngritja e nivelit të detit, forcimi i mundshëm i fuqisë dëmtuese të valëve janë shkaqet kryesore natyrore, të cilat duke vepruar së bashku i vënë plazhet në gjendje paqëndrueshmërie. Këto shkaqe shpesh përshpejtojnë krizën në fjalë nga efektet çrregulluese të ekuilibrit prej ndërhyrjeve njerëzore në bregdet e plazhe. Kriza erozive e plazheve sot është një fenomen i përhapur kudo në botë. Bregdeti ynë sidomos në mënyrë të veçantë pjesa e Adriatikut po i nënshtrohet gjithnjë e më shumë proceseve të erozionit.

II.2 Cunamet dhe Tërmetet Cunamor

Valët e formuara në sipërfaqen e ujit të detit të cilat shkaktohen nga lëkundjet tektonike të basenit quhen valë të cunamit. Cunami ndodh kur një masë e madhe uji ngrihet në sipërfaqe nga forca që shkakton një thyerje të një termeti ose nga rrëshqitjet e tokës. Graviteti reagon si një forcë qëndrueshmërie që tenton të sjelli masën e ujit në gjendjen origjinale të ekuilibrit. Shumica e cunameve janë gjeneruar nga tërmetet detare, nga tërmetet në bregdet, rrëshqitjet e tokës, efekti meteorologjik dhe vullkanet. Në disa raste këto valë të gjata mund të arrijnë një shpejtësi 800km/orë duke shkaktuar dëme të mëdha në zonat bregdetare, por ato ndodhin shumë rrallë (Bourgeois et al, 1988; 2000; Vilibiç & Mihanović, 2000). Valët e ujit janë komplekse dhe të vështira për tu përshkruar matematikisht sepse ato kanë karakter jolinear, tredimensional dhe stokastik. Gjatë mekanizmit të tyre të gjenerimit perioda dhe gjatësia e valës të lidhura me cunamin janë më të gjata se ato të lidhura me valët e detit. Valët e detit janë valë që krijohen në sipërfaqe dhe ato mund të krijohen nga erërat ose efektet të tjera por janë vetëm disa metra në sipërfaqen e ujit. Kurse valët e cunamit janë valë që krijohen në basenin e detit, pothuajse gjithë pjesa fundore e detit është në gjendje të

ngacmuar dhe ato arrijnë që të dalin shumë pak në sipërfaqe. Këto janë valë që udhëtojnë në fundin e detit dhe arrijnë një amplitudë të madhe kur arrijnë në bregdet. Si fillim kur arrijnë afër bregut ndikojnë në tërheqjen e ujit dhe pastaj në shtyrjen e tij drejt tokës me një fuqi të konsiderueshme. Për tërmetet detarë, amplituda e tyre mund të jetë shumë e madhe sidomos kur vala arrin vijën bregdetare (Lami 1990).

Cunamet e mëdha kërkojnë praninë e një shtrese shumë të thellë uji e cila mund të gjendet më shpesh në oqean por dhe në dete ndodhin fenomenë të tillë (Dawson et al, 1988; 1996). Në veçanti po të fokusohemi në detin Adriatik ku aktiviteti sizmik lokal nuk është shumë i fortë (zakonisht më pak se $M=7$) dhe thellësia e ujit është shumë e vogël (zakonisht më pak se 400m) rreth 60 cunamet janë sinjalizuar në 2000 vitet e fundit. Në përgjithësi, ngjarja sizmike më e madhe dhe që do të ketë më shumë ndikim ndodh në zonën burimit të identifikuar.

II.2.1 Përkufizimi i një cunami dhe përhapja e tij

Një cunami është një valë ose një seri valësh të cilat janë gjeneruar nga zhvendosja e papritur vertikale e kolonës së ujit. Valë të tilla shpesh zhvillohen si një fenomen i ardhjes së masës së ujit në port pas një tërmeti në det të hapur. Shkaku kryesorë që mund të gjenerojë një cunami është aktiviteti sizmik, por gjithashtu mund të vihet në lëvizje dhe nga shpërthimet nëndetare të vullkaneve, rrëshqitjet nëndetare të dheut që futen në masën e trupit të ujit, nga ndikimi i asteroideve dhe nga ndryshimi i papritur i presionit atmosferik gjatë një fenomeni meteorologjik. Cunamet janë valët gravitetit që përhapen në oqean apo dete dhe janë valë shumë të ndryshme por gjithashtu kanë dhe shumë të përbashkëta me valët e erës. Kjo për shkak se ato kanë gjatësi vale dhe perioda më të mëdha se valët detare. Një gjatësi tipike e valës së cunamit shkon nga 10 km deri në qindra km dhe perioda tipike e cunamit varion nga 5 deri në 10 minuta (Ward, 2001). Një tjetër karakteristikë e cunamit është shpejtësia, duke arritur madje dhe 900 km/h në oqean të hapur dhe duke u ngadalësuar në 50 km/h afër bregdetit. Cunamet janë rreziqe natyrore që paraqesin kërcënim serioz dhe për rajone shumë larg nga burimi, në fakt valët e cunamit mund të përhapen për mijëra kilometra pa shpërndarje të konsiderueshme të energjisë në qoftëse përjashtojmë rrallimin e tyre gjatë shpërhapjes gjeometrike të frontit valore. Amplituda e valës mund të ndryshojë në mënyrë të konsiderueshme sipas llojit të burimit që gjeneron cunamin. Ndërsa një cunami propagandon në det të hapur amplituda tipike e valës është rreth 5-20 cm (Ward, 2001) dhe gjatësia e valës është shumë e gjatë (anijët nuk do ta ndienin efektin e kalimit të cunamit). Në anën tjetër pasi vala ti afrohet bregdetit gjatësia e valës ulët dhe amplituda do të rritet në varësi të bathimetrisë dhe cunami në këtë mënyrë mund të arrijë një lartësi të dukshme (deri në disa metra). Në shumicën e rasteve edhe në qoftëse nuk ka viktima dëmet në strukturat bregdetare janë të rëndësishme.

II.2.2 Tipet e cunameve

Kemi dy tipe kryesore të cunameve. Janë cunamet me:

- **fushë të largët** që gjenerohen nga vija ndarëse e tokës nëndetare, zakonisht përgjatë kufijve të pllakave të tjera sesa në pllakën që ndodhet bregdeti.
- cunamet me **fushë të afërt** që gjenerohen nga vijat ndarëse bregdetare në kufijtë e pllakës që përmban bregdetin në fjalë, ose përgjatë shpateve të thella nëndetare në buzë të shelfit kontinental

Cunamet me fushë të largët shpesh janë shkaktuar nga oqeani paqësor nga unaza e zjarrit për shkak të zonave të ndikimit në oqean. Katër burimet kryesore janë: Alaska, Amerika e Jugut, Tonga-Kermadec, Kamchatca-Kuril.

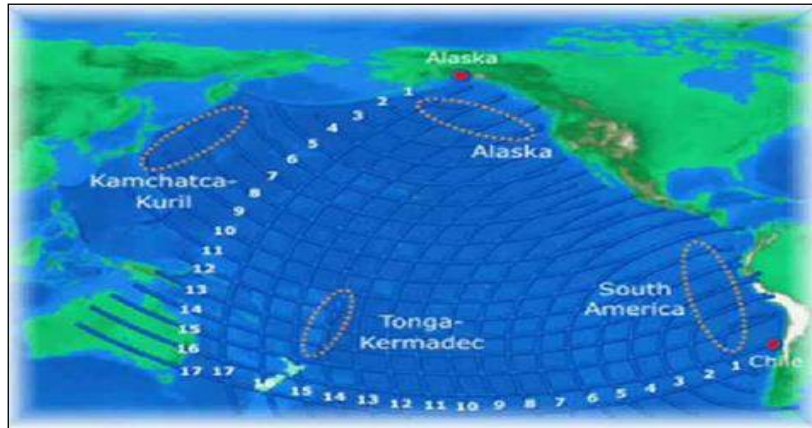


Figura 2.2 Unazat e zjarrra për përhapjen e cunameve të largët.

Cunamet me fushë të afërt mund të gjenerohen nga: tërmetet që ndodhin afër zonës bregdetare, nga rrëshqitjet në thellësi të detit në shelfin kontinental dhe veprimet vullkanike.

II.2.3 Sa i dukshëm është një cunam

Buzët kryesore të valës të japin përshtypjen e një vale të thyer, por ajo sillet ndryshe. Ajo duket si një fund i rrëmbyer. Efektet e një cunami mund të çojnë në një shkatërrim të paimagjinueshëm. Cunami është një valë gjigante me amplitudë të madhe në breg sesa në det, gjatësia e valës është më e madhe në det sesa në breg. Përgjithësisht në det kalon pa u vënë re.



Figura 2.3. Ilustrim i valës së cunamit.

Shenjat që tregojnë se është duke u afruar një cunam:

- është ndjerë një tërmet,
- në sipërfaqen e ujit bulëzojnë sasi të mëdha gazi dhe deti duket sikur po valon,
- uji është i ngrohtë jashtë normalës
- uji ka erë të keqe,
- uji është kaustik (gërryerës),

- dëgjohen zhurma të çuditshme të cilat janë shoqëruar dhe nga zhurmë e madhe.

Deti fillon të tërhiqet në një distancë të konsiderueshme dhe afër horizontit të detit fillon që të shikohet një dritë e kuqe.

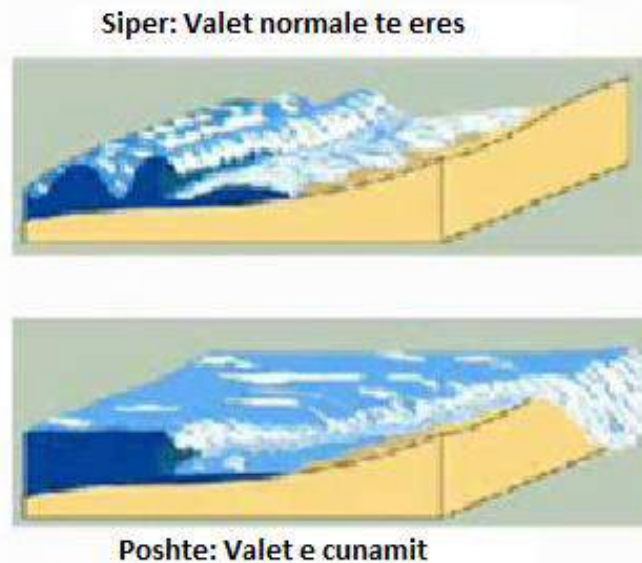


Figura 2.4 Vala e cunamit dhe vala normale e erez.

Në figurën më poshtë kemi dhënë ndërtimin e një valë dhe elementët përbërës të saj që janë gjatësia e valës L , kreshta, lartësia e valës H dhe pika më e ulët.

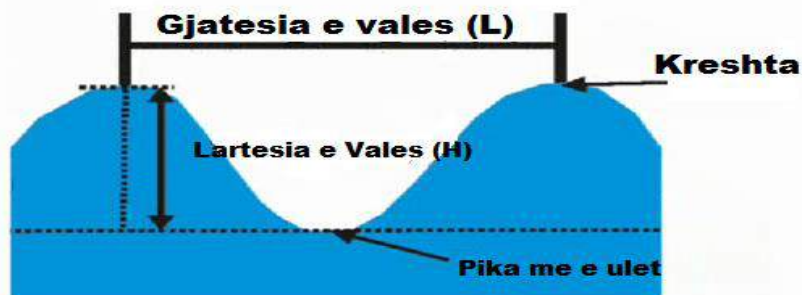


Figura 2.5. Vala dhe elementët përbërës

II.3 Ndikimi i burimeve sizmike tek cunamet

Tërmeti është një dukuri fizike që ndodh si pasojë e thyerjes së masave shkëmbore nëntokësore. Tensioni i akumuluar në shkëmb është shumë më tepër se sa mund të mbajë shkëmbi vetë duke shkaktuar këputjen e tij dhe si rezultat dhe gjenerimin e një tërmeti.

Në studimet e tërmeteve cunamigjene një nga synimet më të rëndësishme është kuptimi i procesit të thyerjes, i cili në thelb do të thotë të marrësh informacione në lidhje me burimin sizmik. Siç dhe do të shikojmë parametrat e burimit sizmik luajnë një rol të rëndësishëm në gjenerimin e cunamit. Aktualisht, ndërhyrjet kinematike të zonës burim janë të rëndësishme sepse të lejojnë të zbulohet procesi që gjeneron lëvizjen e basenit të detit dhe si pasojë e kësaj edhe të cunamit. Parametrat që përshkruajnë të dhënat e burimit sizmik përfshijnë karakteristikat gjeometrike, siç janë dimensionet e orientimit të zonës dhe

parametrat mekanikë, siç është hipocendra (në të cilën fillon thyerja e zones), shpejtësia e këputjes (se sa shpejtë do të përhapet thyerja) amplituda e rrëshqitjes dhe drejtimi (si janë gjetur pikat në rrëshqitjen e zonës).

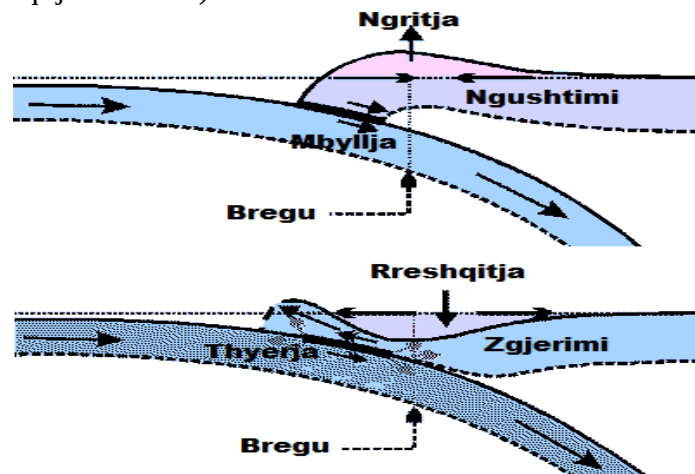


Figura 2.6. Model i thjeshtë i zonës së përhapjes së tërmetit.

Secili nga këto parametra ka një rol në gjenerimin e cunamit dhe ai është gjithashtu i rëndësishëm për të kuptuar ndryshueshmërinë e tyre. Ndër faktorët e mundshme që kontrollojnë cunamigjenezinë, mekanizmi i vatrës së tërmetit është vendimtar. Në përgjithësi zhvendosja vertikale e normalizimit në lidhje me përbërësin e rrëshqitjes është më e vogël për komponentët strike-slip se sa për komponentët dip-slip (domethënë për komponentet e zhvendosjes së sipërfaqes është më e madhe sesa për komponentet e zhvendosjes në thellësi.) [Kajiura, 1981; Geist, 1999]. Megjithatë faktorët e ngjarjes dip-slip favorizojnë për ngritjen e valës së cunamit më shumë se ngjarjet strike-slip. Për më tepër thellësia e këputjes dhe shpërndarja e rrëshqitjes gjatë zonës së ngjarjes do të kontribuojë në ngritjen ose në zbutjen e amplitudës së valës së cunamit, në fakt ngjarjen në ambient të cekët si dhe shpërndarja heterogjene reflektohet në valët më të rëndësishme të cunameve. Megjithatë nuk janë të rëndësishme vetëm të dhënat gjeometrike të ngjarjes në lidhje me procesin e gjenerimit të cunamit. Në fakt dhe vetitë mekanike të zonës burim luajnë rol themelor.

II.4.1 Zonat cunamore dhe ndryshueshmëria e potencialit të cunamit

Cunamet e karakterizuara nga gjatësi valë mbi një metër ose dy në burim nuk janë aq të zakonshme. Në fakt për të ndërtuar një valë të kësaj madhësie duhet të ndodhi një tërmet detar më i madh ose i barabartë me një madhësi $M=8.0$ (Rihter). Në një mesatare botërore ndodhin gjithmonë një ose më shumë tërmete me magnitudë $M=8.0$ në vit. Rreth gjysma e këtyre ndodhin në oqean dhe me një ngacmim për të favorizuar krijimin e një cunami. Këto cuname do të nxisin përhapjen e dëmeve të tyre të cilat janë afërsisht 2-4 për çdo dekadë. Megjithatë cuname të vegjël mund të gjenerohen dhe nga tërmete me një magnitudë më të vogël se $M=8.0$ (Rihter). Sot në fakt kemi disa instrumenta modern siç mund të jenë sensorët e presionit të ujit në fund të oqeanëve dhe të deteve të cilat mund të detektojnë një cunam për disa centimetra në një det të hapur. Tërmete të një madhësie $M<6.5$ (Rihter) ndodhin rreth oqeanit dhe ata mund të gjenerojnë valë të një madhësie të vogël; këto tipe cunamesh ndodhin disa herë në vit, por për shkak të amplitudës së tyre të vogël ata kalojnë në përgjithësi pa u vënë re nga popullata.

Neve mund të klasifikojmë tërmetet cunamigjenik që ndodhin në zonat e përhapjes në tre tipe [Satake and Tanioka, 1999]: tërmete në sipërfaqen e pllakës (ngjarje ndërpolare),

tërmete në rritjen e jashtme, që janë brenda zonës dhe në sipërfaqën e kores (ngjarje ndërpllakore), dhe tërmetet cunamigjenik që gjenerojnë cuname të konsiderueshme.

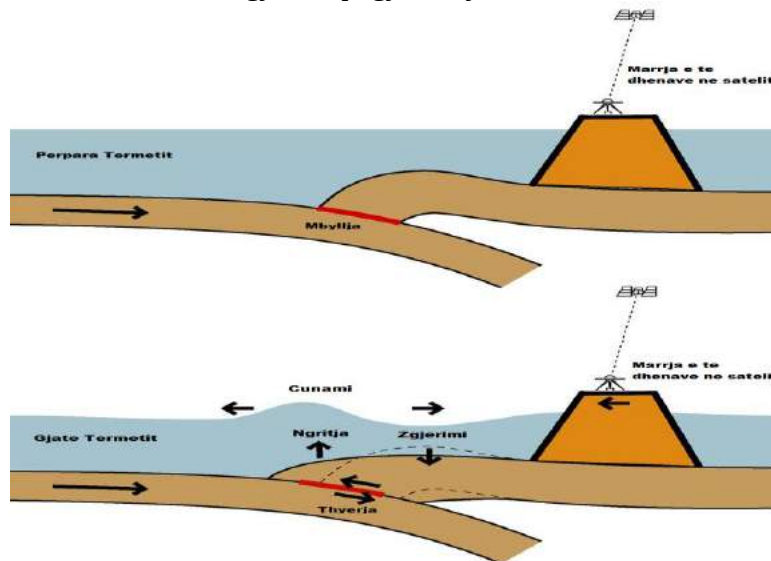


Figura 2.8. Kalimet skematike të zonës së ngjarjes. Një tërmet tipik i subduksionit që ndodh midis pllakave. [sipas Satake dhe Tanioka, 1999].

Mund të klasifikojmë një tërmet intrapllakore në dy tipe: nëse ngjarja është lokalizuar brenda zones së kontaktit, dhe rasti kur ngjarja është në zonën në brendësi të pllakes

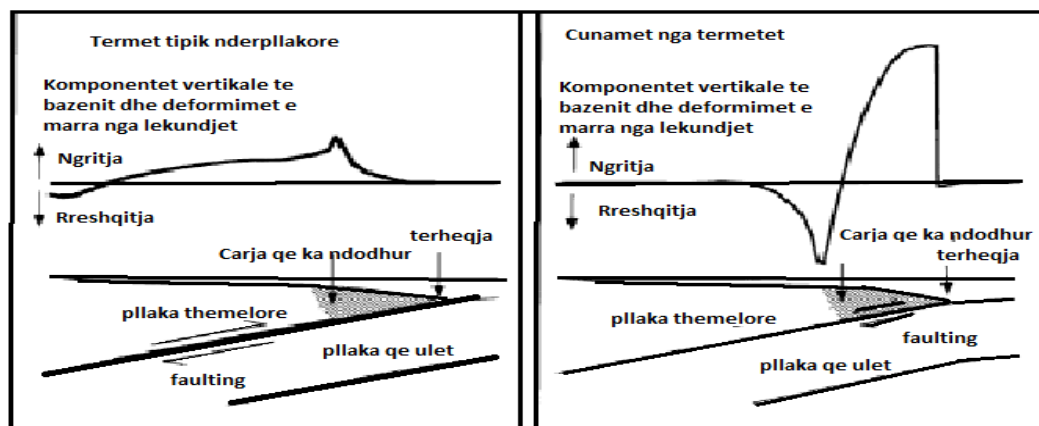


Figura 2.9 Paraqitje skematike e zonës së burimit (fundit të zonës) dhe deformimi vertikal në fundin e oqeanit për ndërplakat tipike dhe tërmetet gjenerues të cunameve. (sipas Satakë dhe Tanioka 1999).

Si përfundim nëse një tërmet gjeneron një cunam më të madh seç pritet nga vala e tij sizmike atëherë në e quajmë atë tërmet cunamor (Kanamori 1972). Kuptimi i tërmetit cunamor dhe më tepër në përgjithësi, lidhja që ekziston midis magnitudës së tërmetit dhe magnitudës së cunamit është një nga çështjet e hapura rreth cunameve. Mund të ndodhë që një tërmet i madh të gjenerojë një cunam të vogël dhe e kundërta dhe si shembuj mund të përmendim tërmetin e Java me Mw7.8 në 17 korrik të 2006 që megjithëse një magnitudë të ulët gjeneroi një valë shumë herë më të madhe se tërmeti në Sumatra në 12 Shtator të 2007 me magnitudë Mw8.4. Në këtë përfundim shikojmë se shqyrtimi e parametrave të burimit të tërmetit cunamor janë të rëndësishme për të kuptuar pasojat e cunameve për të paralajmëruar rrezikun për njerëzit dhe për dëmet strukturore gjatë bregdetit.

II.4 Shpërndarja e cunameve në tokë

Evidentimi i rritjes të rrezikut të cunamit nga ngjarjet katastrofike që ka ndodhur në Sumatra në Dhjetor të 2004, pason ngjarjet katastrofike të cunameve gjatë epokave të kaluara. Në fakt ka shumë dëshmitarë historik nga zona të ndryshme të botës të cilët raportojnë ndikimet e cunamit në brigje në disa viktima dhe dëme strukturore të shtëpive dhe limanet.

Shumica e cunameve janë krijuar nga tërmetet (rreth 80% e ngjarjeve). Ato nuk janë përqëndruar rastësisht nëpër oqeane dhe në fakt nëse do të vëmë re shpërndarjen e sizmicitetit botëror, mund të shikojmë një korelacion shumë të fortë që ekziston në vendet e ngjarjeve të cunameve (Fig. 1.2). Kjo është e dukshme veçanërisht rreth oqeanit paqësor, pasi zonat e përhapjes siç do ta diskutojmë dhe më von janë vende natyrale për të gjeneruar tërmete cunamigenik. Mund të përmendim disa ngjarje shumë domethënëse 22 Maj 1960 i tërmetit Kilian që ka qënë një nga ngjarjet historike të rëndësishme, ose tërmeti në 28 Mars 1964 në Alaska. Një nga tërmetet më të fundit janë 25 shtator 2003 në Tokachi, tërmeti i 15 nëntor të 2006 dhe 13 janar 2007 në Ishullin Kuril dhe cunam i 11 mars 2011 në Japoni i cili ishte i shkallës 9 Rihter.

Megjithatë cunamet nuk ndodhin vetëm në zonën e Paqësorit, por gjithashtu dhe në oqeanin Atlantik siç mund të përmendim tërmetin e 1 nëntor 1755, rreth zonës së Mesdheut dhe në 28 Dhjetor 1908 tërmeti në Mesina dhe në 21 Maj të 2003 tërmeti Boumerdes-Zemmouri. Gjithashtu mund të përmendim për në oqeanin Indian në 26 dhjetor të 2004 dhe në 12 shtator të 2007 në tërmetet në Sumatra me të cilat do të merremi në kapitujt në vazhdim. Megjithatë nuk mund të harrojmë ekzistencën e shumë ngjarjeve katastrofike të cilat kanë ndodhur për shkaqe të tjera dhe jo vetëm të aktiviteteve sizmike. Aktualisht edhe shpërthimet vullkanike mund të gjenerojnë cuname siç mund të përmendim rastin e shpërthimit të vullkanit në Krakatoa në vitin 1833, me valë më të larta se 30 metra. Mund të përmendim gjithashtu dhe rrëshqitjet nëndetare për përshkallëzuara dhe jo nga një ngjarje sizmike në 17 korrik të 1998 në Papua New Guinea (Heinrich, 2011).

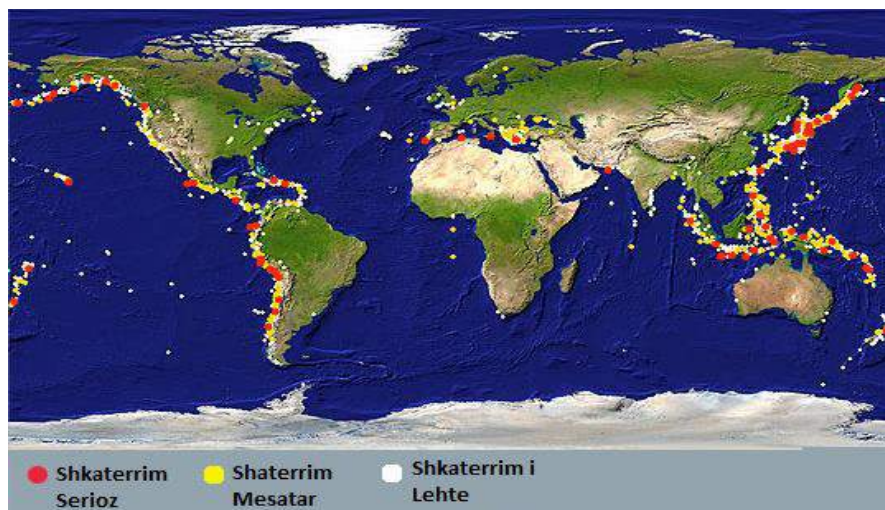


Figura 2.7 Harta e shpërndarjes së cunameve në tokë.



Figura 2.8 Cunami 11 mars 2011 në Japoni, shtëpitë notojnë në ujë.

KAPITULLI III

III. BAZA E TË DHËNAVE TË BATHIMETRISË SË ADRIATIKUT DHE TË JONIT

III.1. Të dhëna të cunameve dhe tërmeteve historike

Eventet e lidhura me valët e cunameve të besueshme në Detet Adriatike dhe Jon janë listuar më poshtë nga Soloviev (ne vitin 2000) dhe janë rivlerësuar nga Gerassimos A. Papadopoulos dhe Anna Fokaefsfrom.

Nga katalogu i cunameve në i cili është kompiluar për Detet Adriatik dhe Jon dhe përmban 44 ngjarje të besueshme të cunameve. Pas shqyrtimit të burimeve të dokumentuara, përshkrimet shkencore dhe studimeve të tjera dhe intensitetit maksimal për secilin nga 44 cunamet është përcaktuar shkalla e intensitetit të cunamit duke u bazuar në shkallën e cunamit me 12 pikë të Ambraseys (1962) dhe Papadopoulos dhe Imamura (2001). Planet e ngjarjeve për disa nga tërmetet e cekët dhe me thellësi mesatare që janë publikuar (Sulstarova në 1980, Taymaz në 1990, Papazachos në 1991, Muço në 1996, Ormëni në 2013) dhe kemi bërë një përafrim të këtij studimi. Janë marrë parasysh vetëm tërmetet me magnitudë më të madhe se 6.5 për më tepër për tërmetet më të cekët (thellësia më e vogël ose e barabartë me 30 km) janë analizuar pasi potenciali i ngjarjeve më të thella mund të neglizhohet (fig 5.3).

Që nga cunamet në pellgun e Jonian-Adriatik si dhe në pjesë të tjera të botës gjenerohen nga tërmetet, ndaj mendohet që shpërndarja gjeografike e cunameve historike në përgjithësi është e njëjtë me shpërndarjen e sizmicitetit.

III.2 Baza e të dhënave të Bathimetrisë së Adriatikut dhe të Jonit

Bathimetria e detit Adriatik është unike, kjo për shkak të thellësive të ujit në zona të mëdha të basenit, sondazhet standarte hidrografike për të marrë një bathimetri të plotë multibeam (vëzhgim me multi rreze) nuk janë të aplikueshme.

Harta bathimetrike e detit Adriatik bazohet domosdoshmërisht në të dhënat heterogjene me shpërndarje jo të barabartë hapësinore që përfshin matësit singlebeam dhe multibeam në fushat kryesore të studimit. Një studim më i plotë i basenit është arritur me anë të integritit të dy hartave kryesore multibeam dhe singlebeam. Ai arrin që të përshkruajë njësitë morfologjike që pasqyrojnë tiparet kryesore gjeologjike si dhe për të diskutuar kufijtë e besueshmërisë së të dhënave.

Bathimetria luan një rol të rëndësishëm jo vetëm në studimet gjeologjike, gjeomorfologjike dhe gjeofizike por gjithashtu dhe në hartat e banuesve në zonat nëndetare. Në veçanti bathimetria përfaqëson një kufizim për modelet oqeanografike në qarkullimin e shkallëve të baseneve dhe në studimin e shtresave të kufijve të basenit, gjithashtu dhe për simulimin e përhapjes së cunamit në të gjithë kufijtë kontinental dhe në zonat e cekëta. Morfologjia nëndetare është studiuar për më shumë se një shekull por vetëm me teknologjinë e zhvilluar gjatë dekadave të fundit të zbuluar në mbarë botën. Heezen-i paraqet morfologjinë e dyshemesë së detit në një mënyrë gjysëm pikturuar, duke u bazuar në profilet e vazhdueshme të eko-zërit dhe bashkimin e tyre me një interpretim të karakteristikave të dyshemesë së deteve dhe thellësive.

Në vitin 1922 De Marchi siguroi përfaqësimin e parë të dhënies së bathimetrisë së detit Adriatik, në veçanti një imazh konceptual.

III 2.1 Thellësitë e bregdetit Shqipëtar të Detit Jon dhe Adriatik të marra në profile të ndryshme

Bregdeti Shqipëtar është një bregdet ku kemi ndërthurje të formave të ndryshme të gjeometrisë bregdetare. Thellësia maksimale e këtij bregdeti është 1200m. Për të nxjerrë profilet e thellësisë së bregdetit tonë kemi marrë në studim 9 zona të ndryshme. Për të nxjerrë profilet e zonave janë përdorur të dhënat e bathymetrisë së bregdetit dhe një program Caris Base Editor 4.1 për të nxjerrë të dhënat e hartave.

III.2.1.1 Matjet e marra për basenin e deteve Adriatik dhe Jon

Më poshtë kemi një hartë të dy deteve që lagin territorin e Shqipërisë dhe profilet e matjeve që janë marrë në konsideratë për llogaritje. Profilet që kemi marrë në eksperimentin tonë janë në këto zona: Grykëderdhja e Drinit të Lezhës, Kepi Rodonit, Durrësi, Divjaka, Grykëderdhja e Vjosës, Vlorë, Gjiri i Gramës, Himara, Saranda. Secili prej këtyre profileve që kemi marrë ka një strukturë shumë të veçantë dhe ajo që presim është që një tërmet i ndodhur në zona të ndryshme të këtyre profileve të ndikojë në mënyra të ndryshme. Këtë e themi duke u nisur në bazë të gjeometrisë komplekse që kanë ato. Nga ajo çfarë shikojmë kemi një zonë shumë të thellë krahasuar me të tjerat. Në pjesën veriore bregdeti është me i thellë dhe në zonat të tilla si Vlora, Himara, Durrësi dhe Grykëderdhja e Vjosës mund të ndodhë që të kemi ngjarje të cunameve. Kjo është e mundur duke u nisur nga fakti që nëse ndodh një tërmet me një magnitudë më të madhe se $M=7$ (Rihter) vala ujore në këto zona mund të marri një ngritje të konsiderueshme dhe një përhapje shumë të madhe në zonën bregdetare.

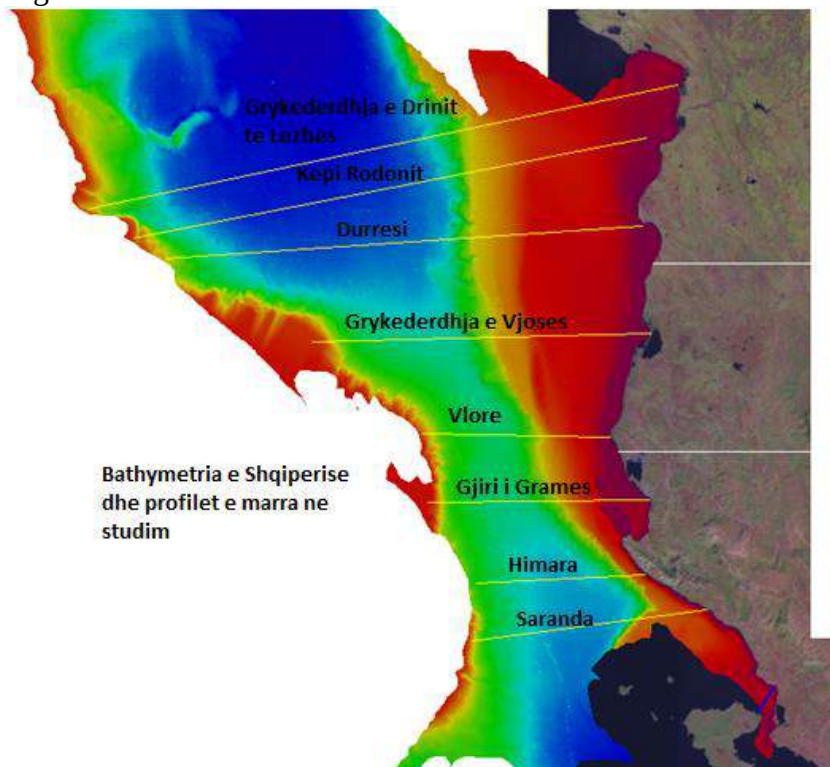


Figura 3.1 Bathymetria e Shqipërisë dhe profilet e zonave që janë marrë në shqyrtim.

III.3 Të dhënat mbi programin për përpilimin e hartave Caris Base Editor 4.1

Programi Base Editor është një aplikim thelbësor në produktet e Bathy BataBASE (BDB). Ai siguron një toolset të pasur për përgatitjen e të dhënave bathimetrike, topografike gjithashtu dhe për analizën dhe hartimin e tyre. Aplikimi i BASE Editor thekson teknologjinë më të fundit CARIS2 për të lejuar atë për të punuar në mënyrë efektive me sondazhet moderne me dëndësi dhe të dhëna me volum të madh. Në mënyrë tipike sondazhet më të fundit janë sjellë në BASE Editor dhe analizojnë lidhjet e të dhënave historike së bashku me imazhet gjeoreferuese të hartave të tilla si ENC's. Përmes një procesi të analizës të dhënat e sondazhit janë përgatitur verifikuar dhe pastaj të mund të përfshihen në një produkt të ri. Shembuj të detyrave që mund të realizohen në BASE Editor janë:

- Hapja ose importimi i të dhënave me një volum të madh si një rrjet i sipërfaqes .
- Hapja ose importimi i laserscan ose të dhënat si një Cloud.
- Të krijoje, të presi dhe te identifikojë një strukturë TIN.
- Kombinimi i dy ose më shumë rrjetave të sipërfaqeve dhe së bashku krijon një mozaik të sipërfaqeve.

Hierarkia e rregullave për krijimin e një mozaiku:

- Të bëjë diferencimin dhe të krahasojë atributet në një sipërfaqe me të njëjtat attribute në një sipërfaqe tjetër.
- Të aplikojë offset-et vertikale dhe horizontale në sistemin e koordinativ të transformimeve.
- Të krijojë matësin konturet dhe zonat e thellësisë dhe karakteristika të tjera nga pikat me të dhënat burimore.

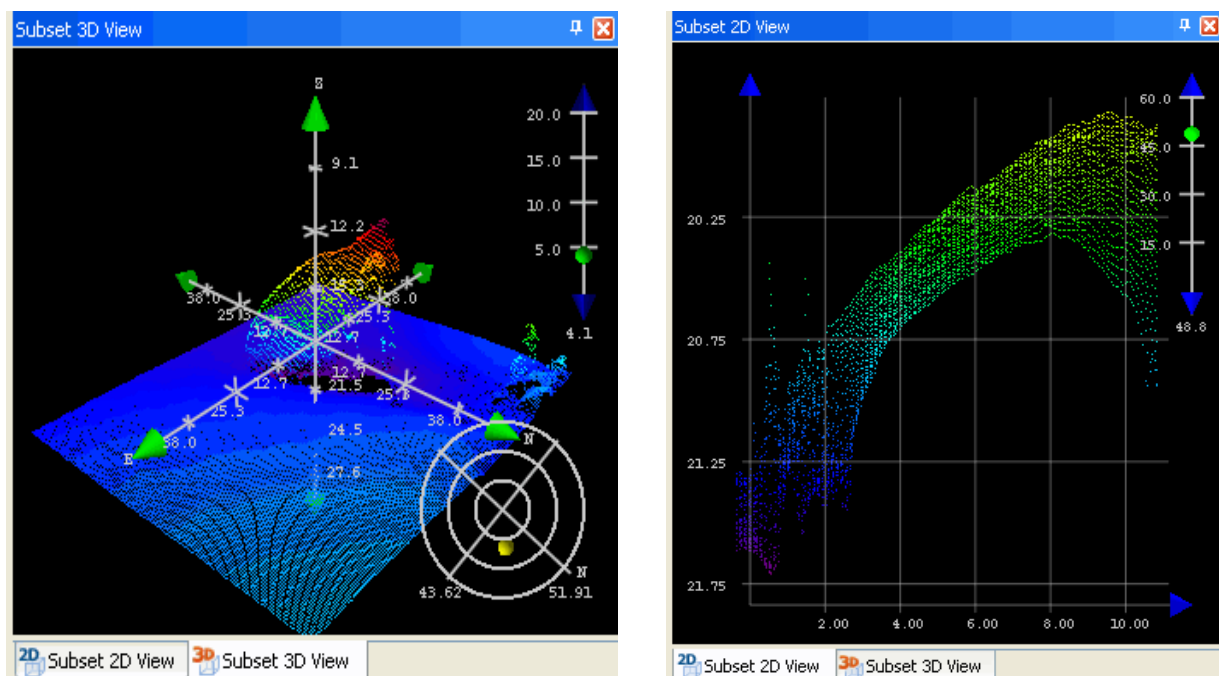


Figura 3.2 Paraqitja 3D dhe 2D e të dhënave me anë të programit.

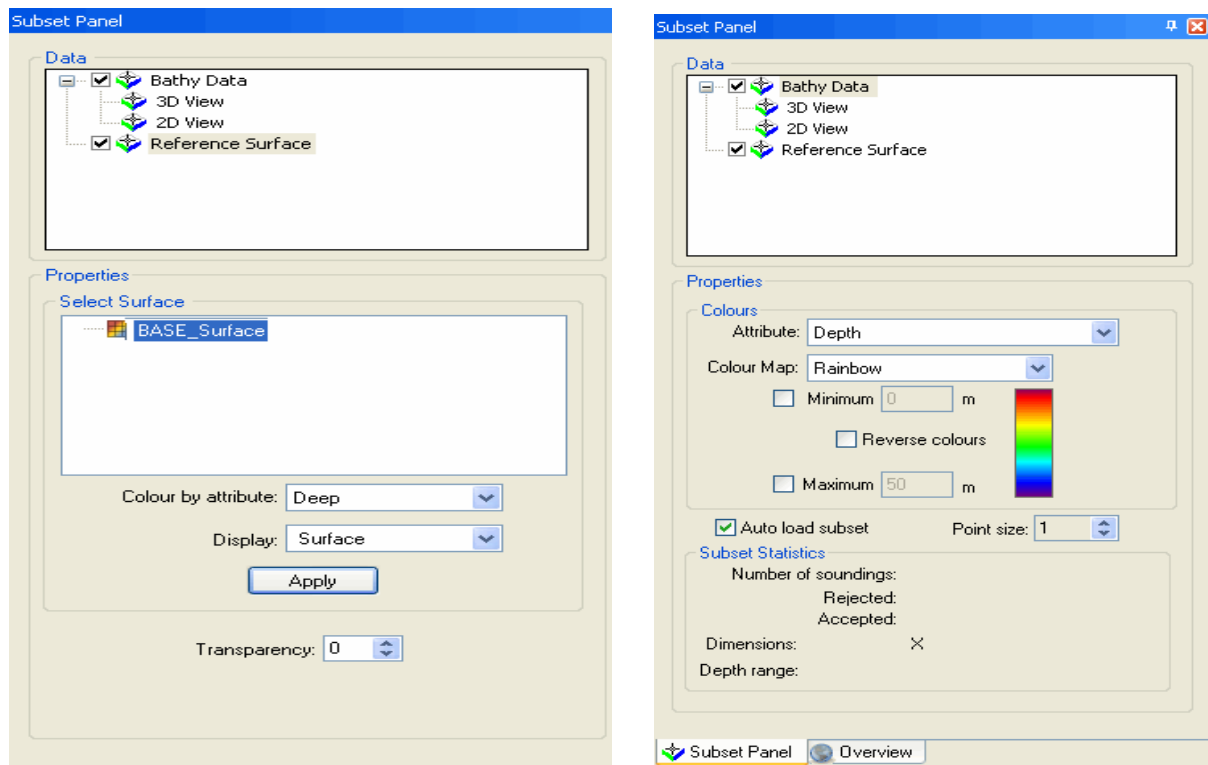


Figura 3.3 Panelet për zgjedhjen e rezultateve që na duhet të marrim. Menuja për ndryshimin e ngjyrave dhe të dhënave të tjera.

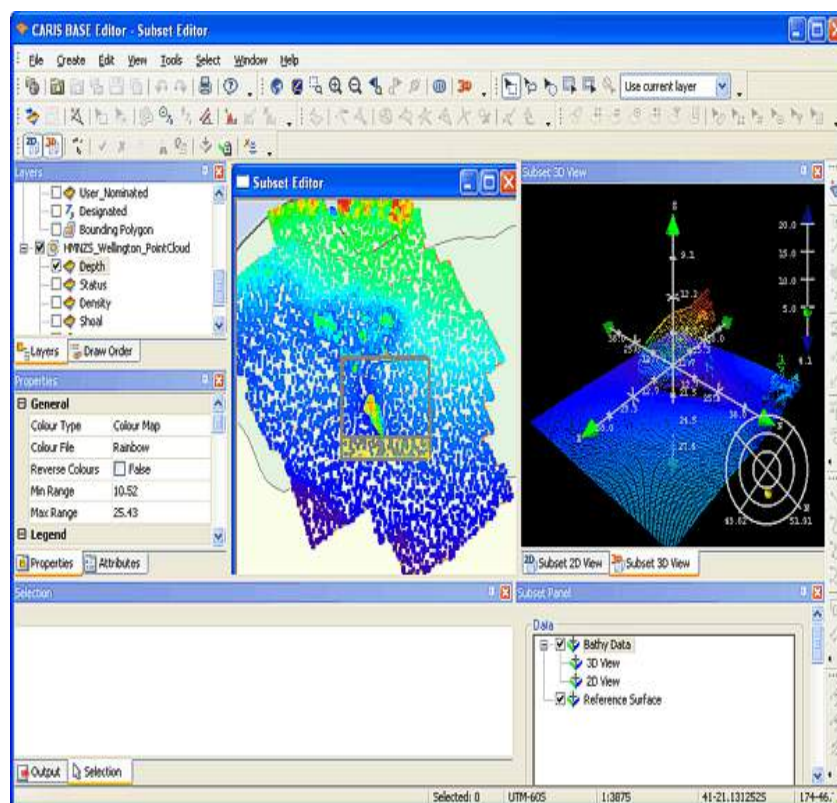


Figura 3.4 Paraqitja e parë e programit dhe menuja kryesore e tij.

III.3 Hartat e profileve të bregdetit të Shqipërisë dhe koordinatat e tyre

Më poshtë janë paraqitur hartat për secilin nga profilet që janë marrë në shqyrtim. Profilet janë marrë në këtë mënyrë: koordinata e parë është marrë në bregdetin tonë dhe koordinata e dytë është marrë në bregdetin më të afërt fqinjë. Do të kemi një paraqitje shumë të saktë të profilin dhe të distancës së secilës prej dy pikave. Profilet janë pothuajse paralele me njëri tjetrin dhe kanë distanca të ndryshme duke u nisur nga gjeometria e bregdetit dhe të dhënave bathimetrike që kishim në dispozicion nga instituti.

Profili 1 Grykëderdhja e Drinit të Lezhës

Thellësia maksimale e këtij profili është 1200m në distancën 125km nga bregdeti. Distanca e të gjithë profilin dhe e pikës nga bregdeti ynë Koordinatat e dy pikave që janë marrë në shqyrtim janë:

Tabela.3.1 Koordinatat e profilin të parë

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	41-45.167472N	019-34.297716E	210460.57
2	41-18.548196N	017-07.188750E	

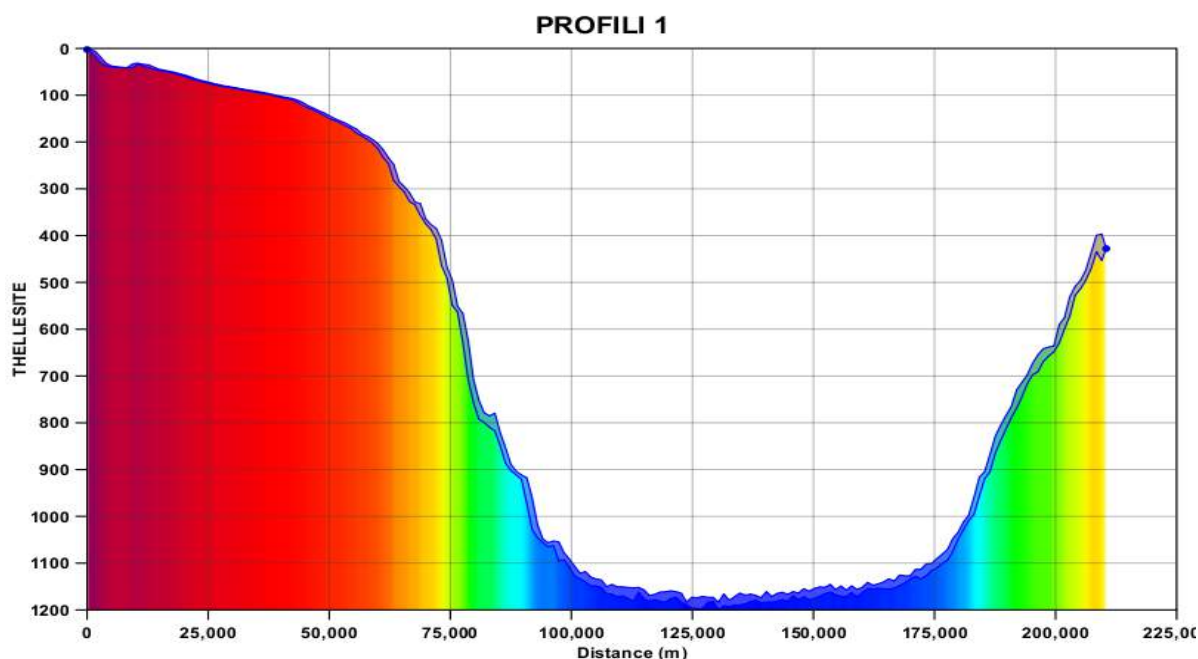


Figura 3.5 Harta e Profilin të parë të Grykëderdhjes së Drinit të Lezhës.

Profili i dytë Kepi i Rodonit

Nga ky profil shikojmë që thellësia maksimale është 1150m e marrë në distancën 125km nga bregdeti shqipëtar.

Tabela.3.2 Koordinatat dhe distanca e profilin të dytë.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	41-43.257626N	019-26.654334E	182592.57
2	41-13.442100N	017-18.873990E	

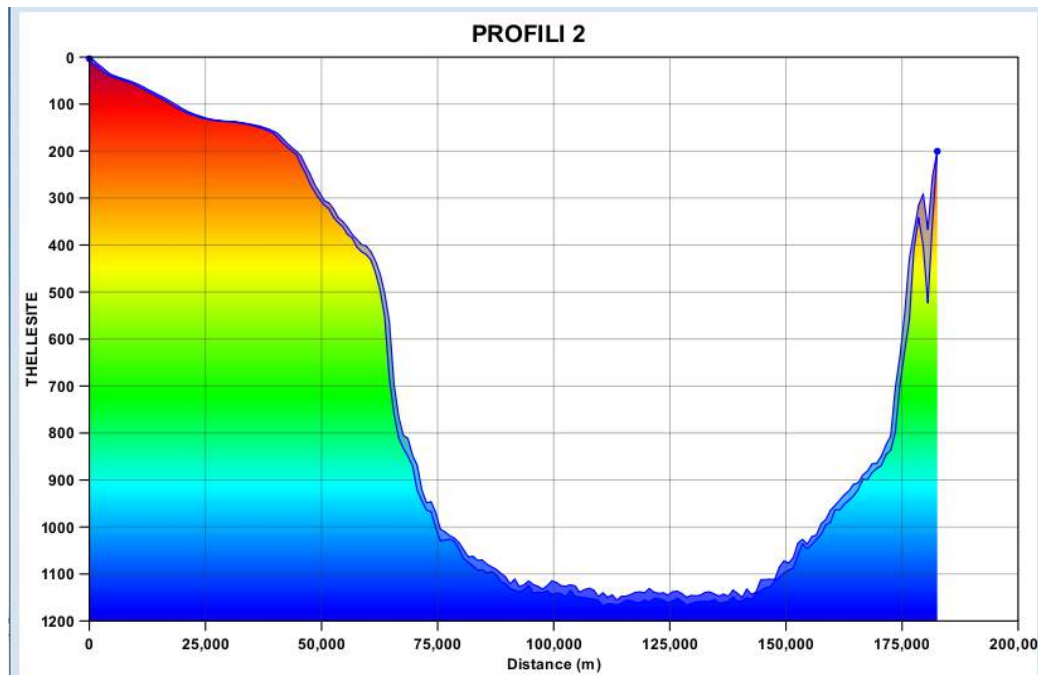


Figura 3.6 Thellësia e marrë nga Kepi Rodonit.

Profili i tretë Durrësi

Nga ky profil shikojmë që thellësia maksimale është 1100m e marrë në distancën 110km nga bregdeti shqipëtar.

Tabela.3.3 Koordinatat dhe distanca e profilit të tretë.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	41-18.696696N	019-26.034456E	167149.03
2	41-09.877164N	017-26.971782E	

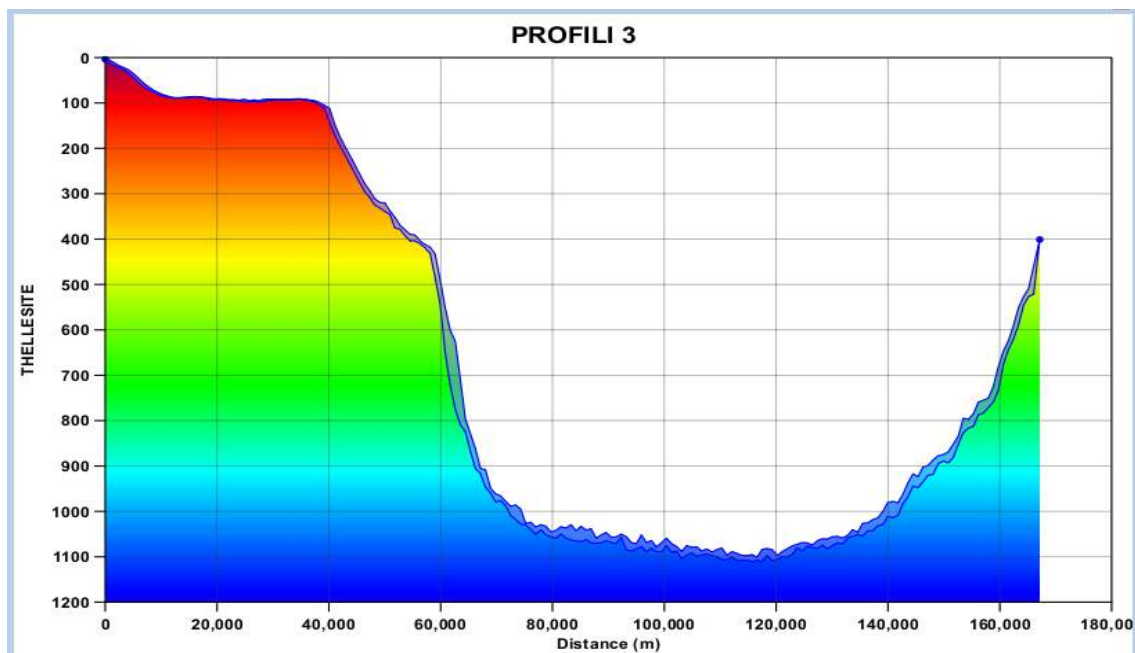


Figura 3.7 Profili i tretë nga Durrësi.

Profili i katërt Divjaka

Ky profil është marrë nga divjaka dhe ka këto veçori thellësia maksimale e tij shkon deri në 900 metër dhe distanca nga bregu për këtë thellësi është 75km.

Tabela 3.4 Koordinatat dhe distanca e profilit të katërt.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	40-55.351638N	019-28.612608E	118728.37
2	40-55.165602N	018-26.115418E	

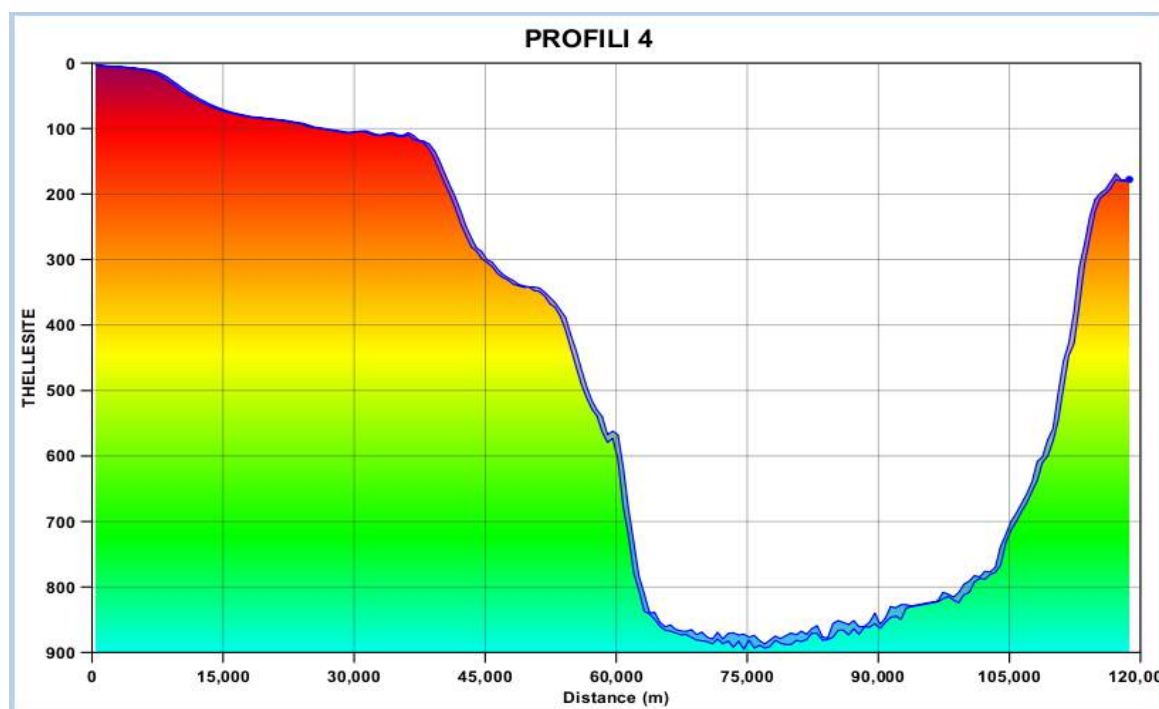


Figura 3.8 Profili katërt i marrë nga Divjaka.

Profili i pestë nga Grykëdherdhja e Vjosës

Ky profil është marrë nga Grykëdherdhja e Vjosës dhe thellësia maksimale e tij shkon në 830m dhe distancë nga bregu për këtë thellësi është 40km.

Tabela.3.5 Koordinatat dhe distanca e profilit të pestë.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	40-38.685006N	019-19.053330E	66185.41
2	40-38.685450N	018-32.105004E	

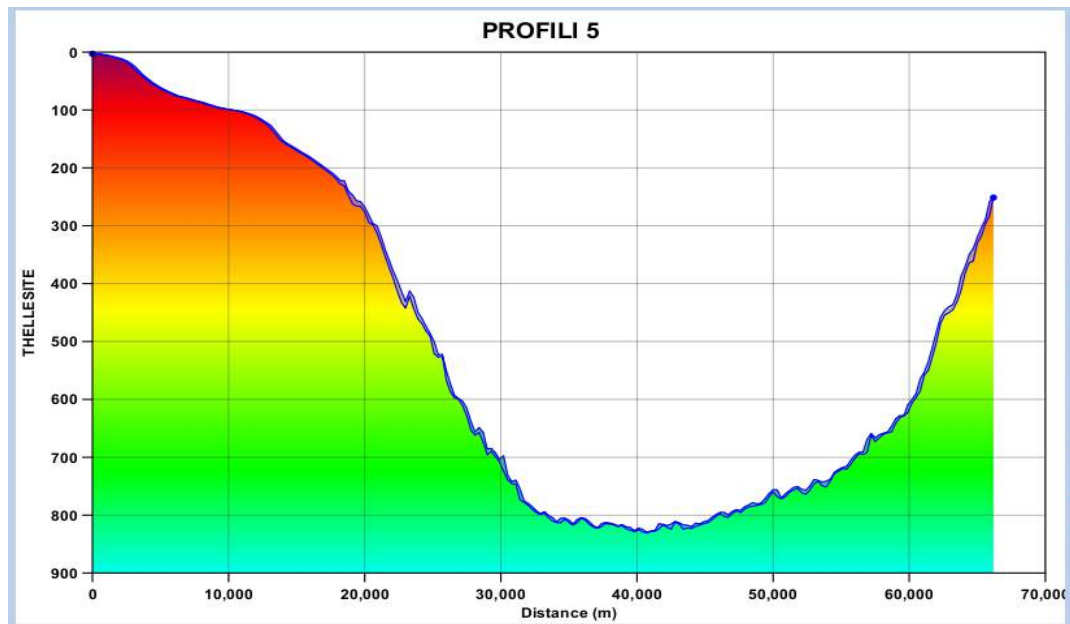


Figura 3.9 Profili i pestë nga Grykëderdhja e Vjosës.

Profili i gjashtë nga Vlora

Ky profil i thellësisë është marrë nga Vlora, thellësia maksimale e tij shkon deri në 850m dhe distanca e kësaj thellësie nga bregu është 50km.

Tabela 3.6 Koordinatat dhe distanca e profilit të gjashtë.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	40-27.122484N	019-28.928136E	77590.52
2	40-25.772484N	018-34.084728E	

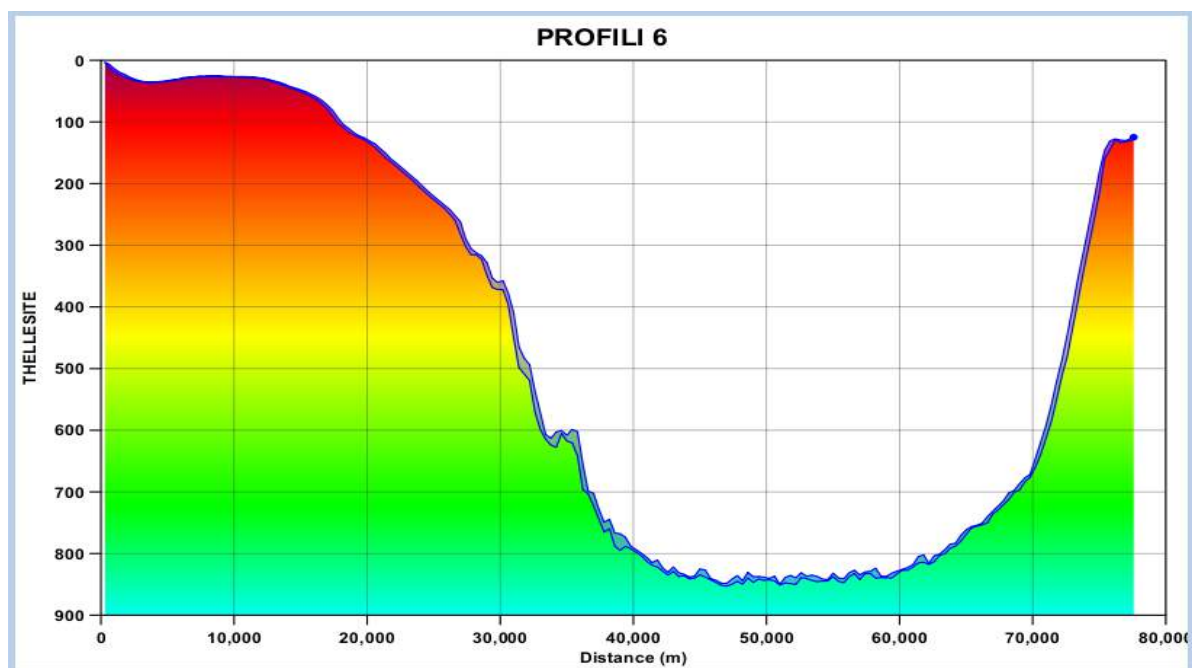


Figura 3.10 Profili i gjashtë i marrë nga Vlora.

Profili i shtatë i marrë nga Gjiri i Gramës

Ky profil i thellësisë është marrë nga Gjiri i Gramës, thellësia maksimale e tij shkon deri në 970m dhe distanca e kësaj thellësie nga bregu është 25km.

Tabela 3.7 Koordinatat dhe distanca e profilit të shtatë.

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	40-12.929796N	019-28.268790E	59508.30
2	40-10.729524N	018-46.433994E	

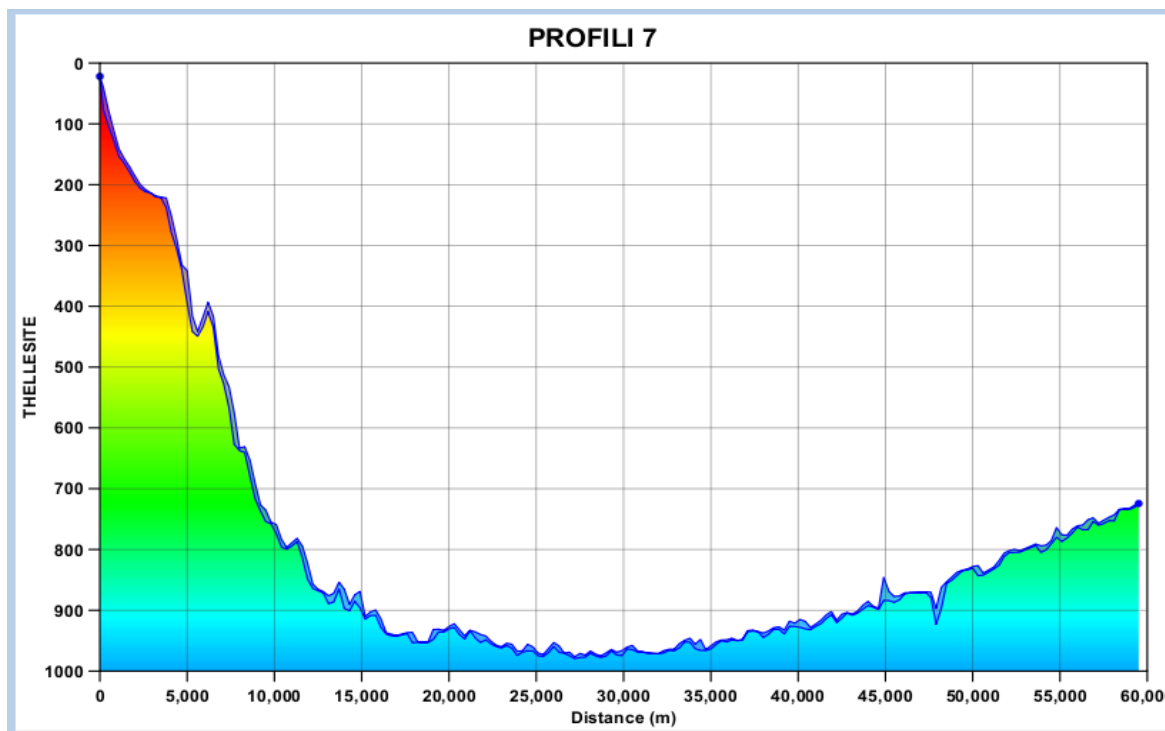


Figura 3.11 Profili i thellësisë nga Gjiri i Gramës.

Profili i tetë i marrë nga Himara

Ky profil i thellësisë është marrë nga Himara, thellësia maksimale e tij shkon deri në 1010m dhe distanca e kësaj thellësie nga bregu është 35km.

Tabela 3.8 Koordinatat dhe distanca e profilit të shtatë

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	40-06.451332N	019-43.539222E	83462.52
2	39-59.803566N	018-45.492306E	

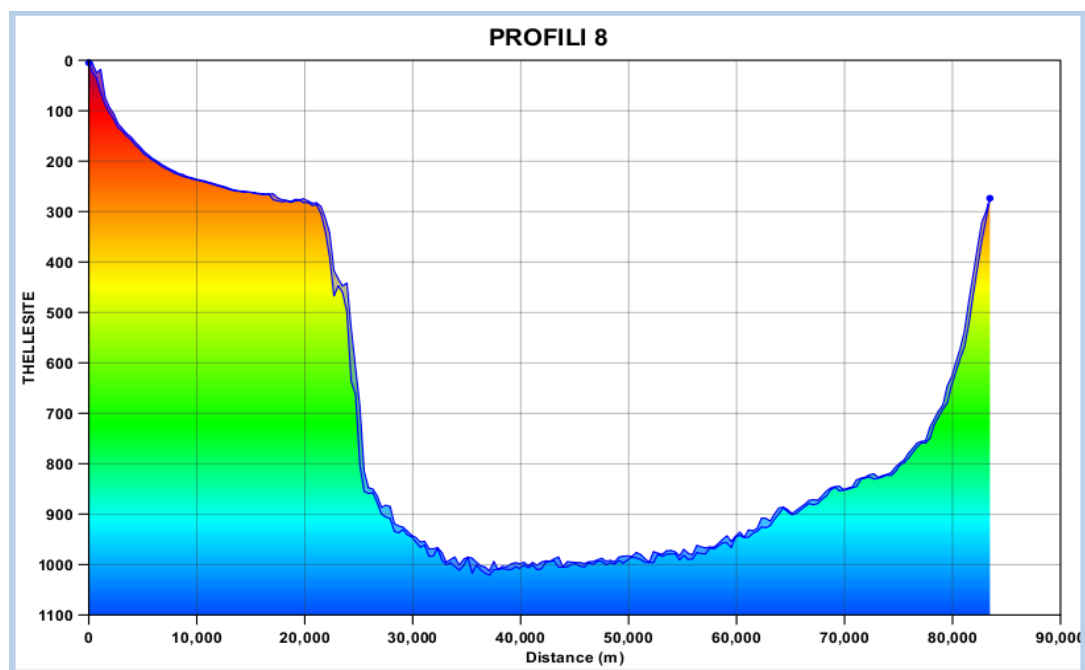


Figura 3.12 Profili i tetë i thellësisë i marrë nga Himara.

Profili i nëntë i marrë nga Saranda

Ky profil i thellësisë është marrë nga Saranda, thellësia maksimale e tij shkon deri në 74m dhe distanca e kësaj thellësie nga bregu është 4km.

Tabela 3.9 Koordinatat dhe distanca e profilit të shtatë

Pikat	Gjatësi	Gjerësi	Distanca (m)
1	39-52.084608N	020-00.041484E	10130.23
2	39-47.337642N	019-46.505252E	

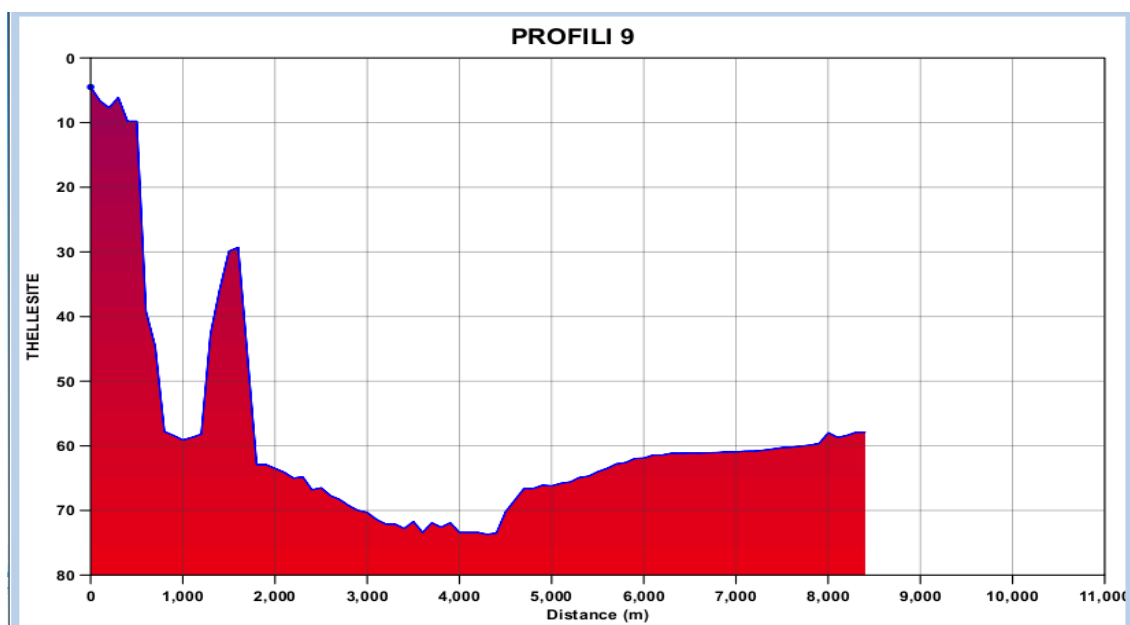


Figura 3.13 Profili i nëntë i marrë nga Saranda.

Nga profilet e bathimetrisë që kam dhënë më sipër marrim një seri shumë të madhe informacionesh. Një nga gjërat që vëmë re është shumëllojshmëria e tyre. Gjë që na tregon se të dyja bregdetet tona janë shumë të larmishme dhe kanë një strukturë fizike komplekse.

Në pjesën e parë të bregdetit nga të dhënat e disa prej profileve që kemi marrë, shikojmë që një pjesë e mundshme e tyre janë shumë të favorshme për një përshpejtim të valës së cunamit në rastin e një tërmeti në bregdet ose në rastin se vala e cunamit udhëton nga bregdeti fqinj deri në brigjet tona.

Pjesa nga Himara dhe Gjiri i Gramës për shkak të një profili shkëmbor dhe një thellësie të madhe që në fillim kanë shumë mundësi që të ndikojnë në shuarjen e kësaj vale. Kurse Divjaka, Grykëdherdhja e Vjosës dhe Durrësi janë pika që mund ti marrim problematike për shkak se sipas strukturës së tyre fizike mund të presim gjenerimin e cunamit dhe përshpejtim të valës së cunamit.

III.4 Të dhënat e bathimetrisë për pjesën e bregdetit Shqipëtar më problematik në shekujt e kaluar

Më poshtë kemi dhënë një pjesë të bathimetrisë të bregdetit tonë për pjesën problematike dhe për këtë pjesë kemi nxjerrë 9 profile të tjera për të marrë më thellësisht se si është ndërtimi i kësaj zone dhe se çfarë ka bërë atë më të prekshme nga ky fenomen natyror.

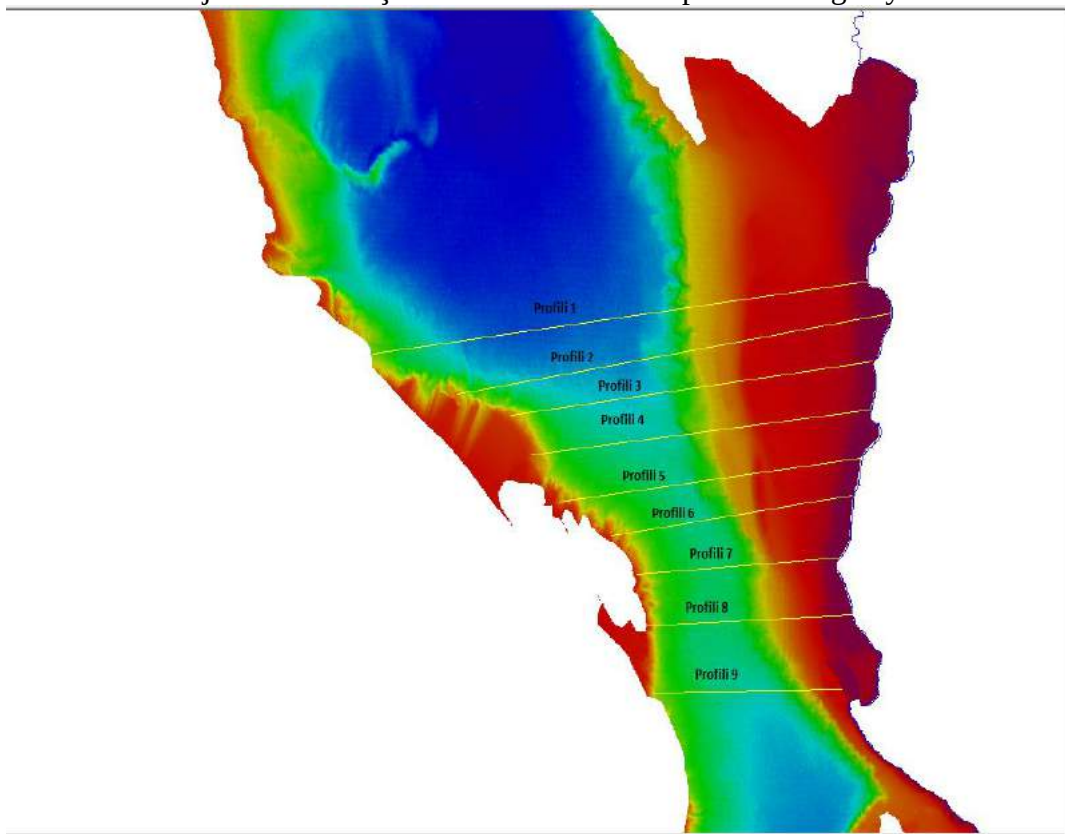
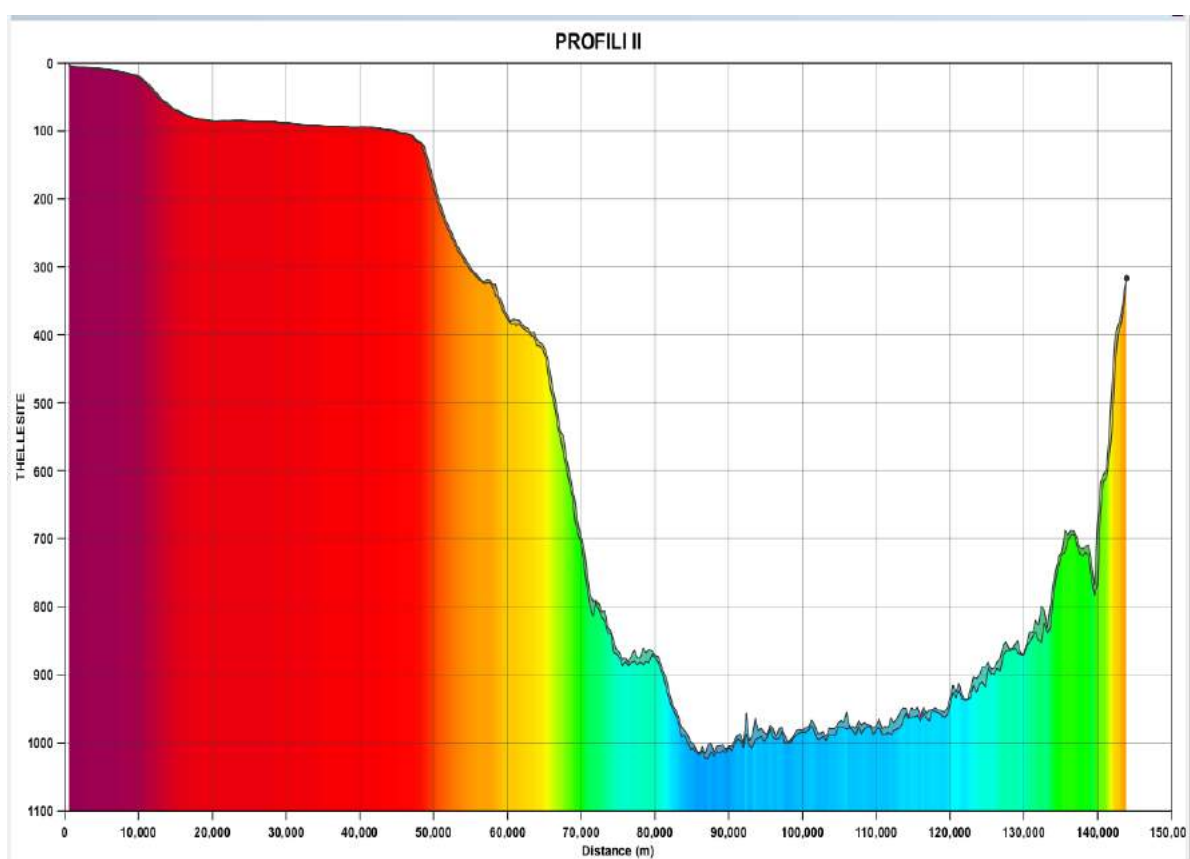
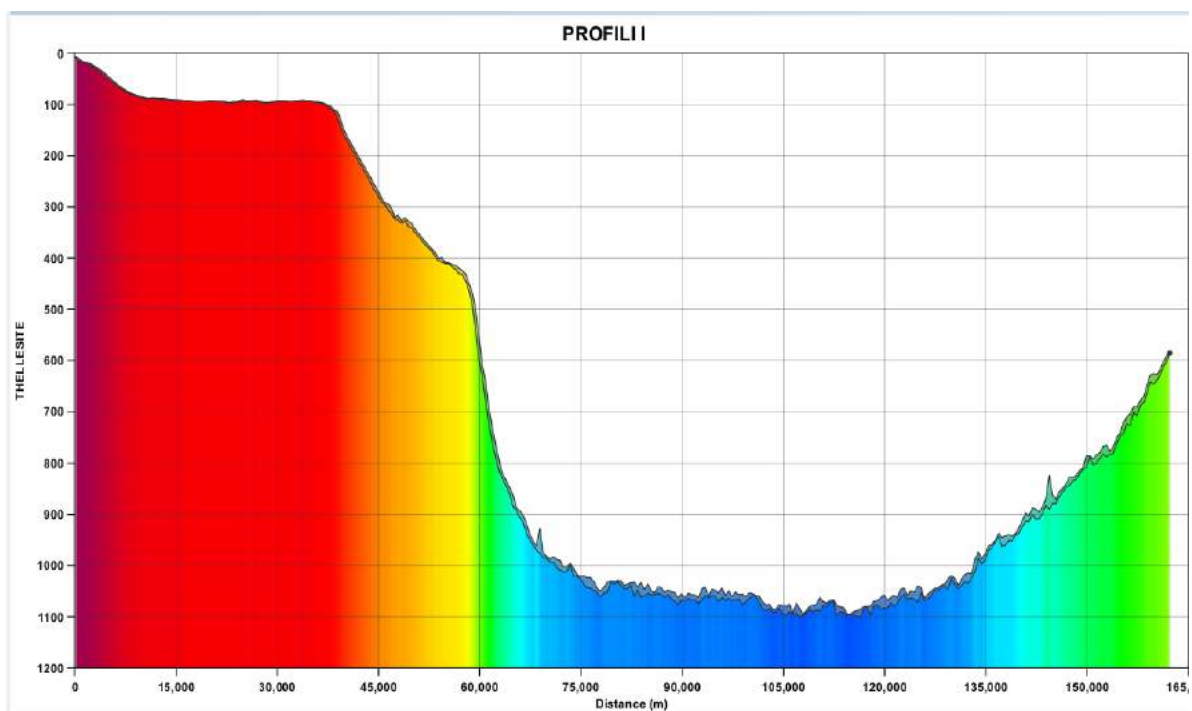
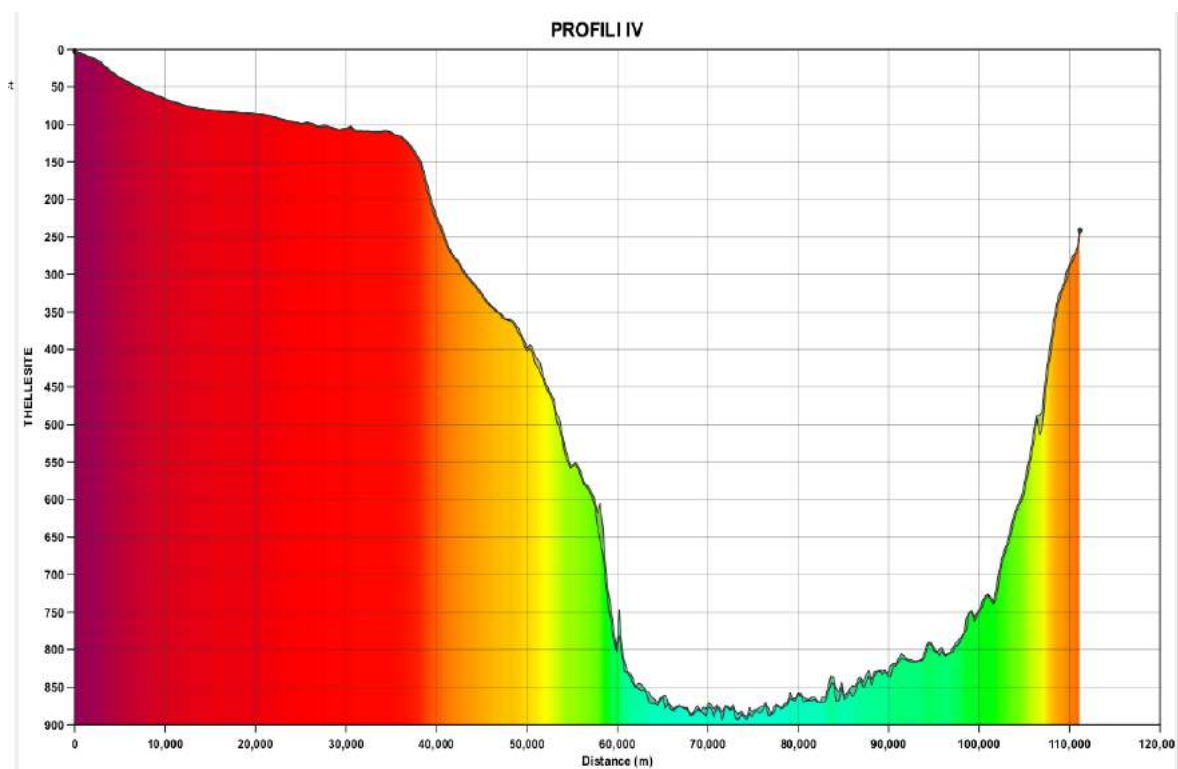
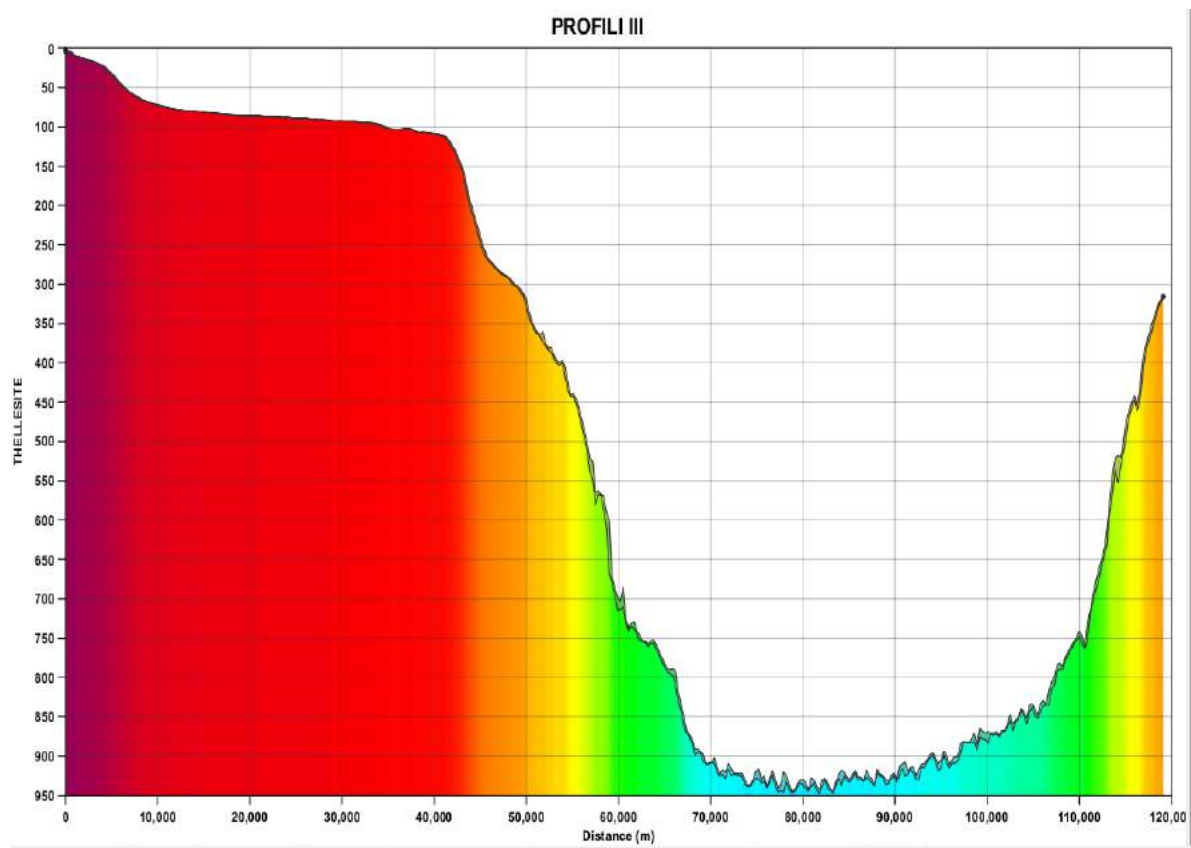
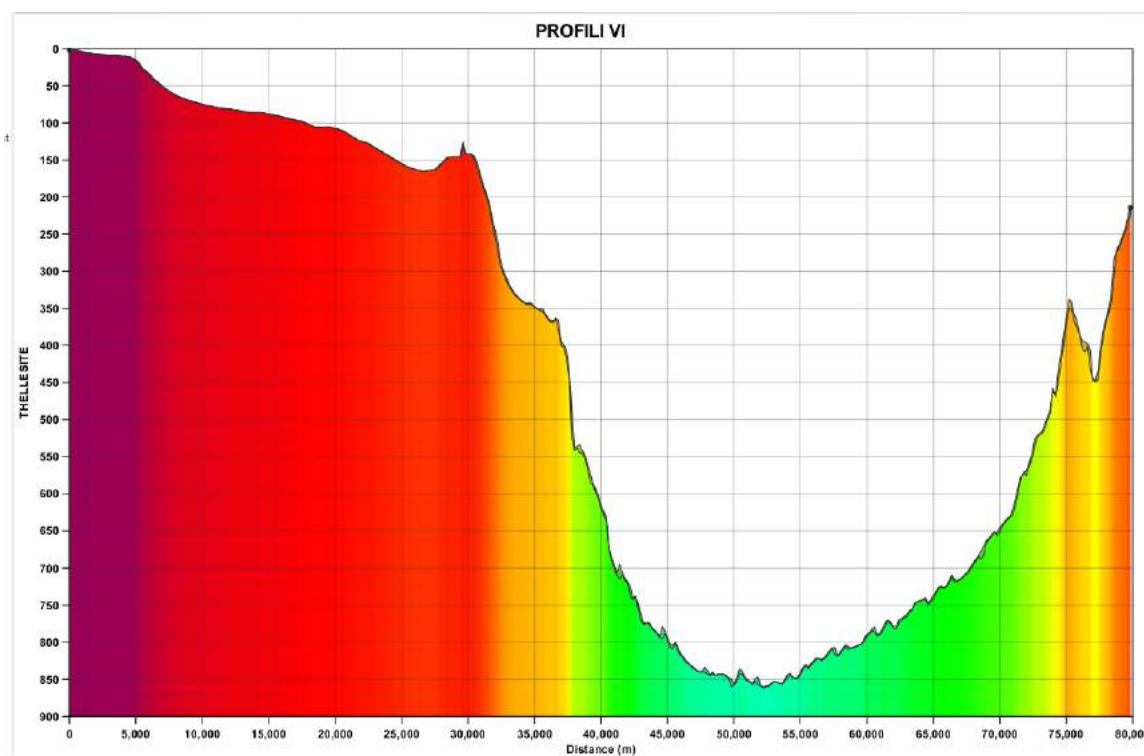
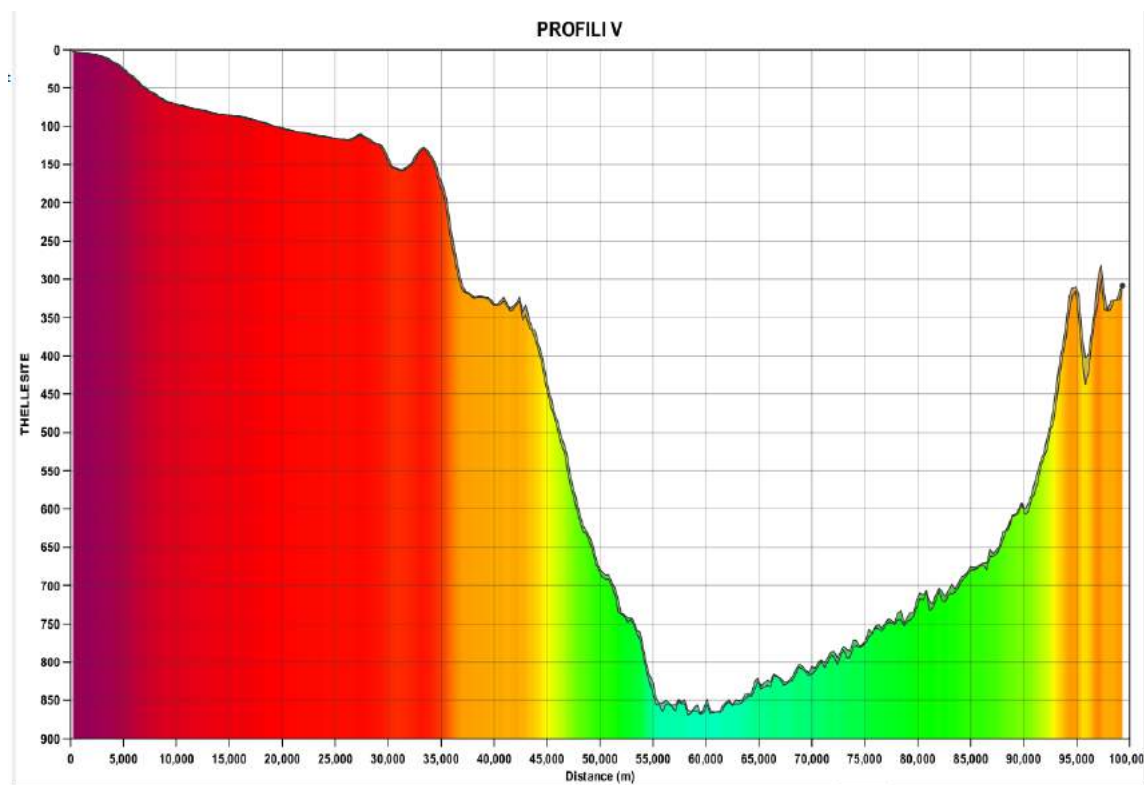


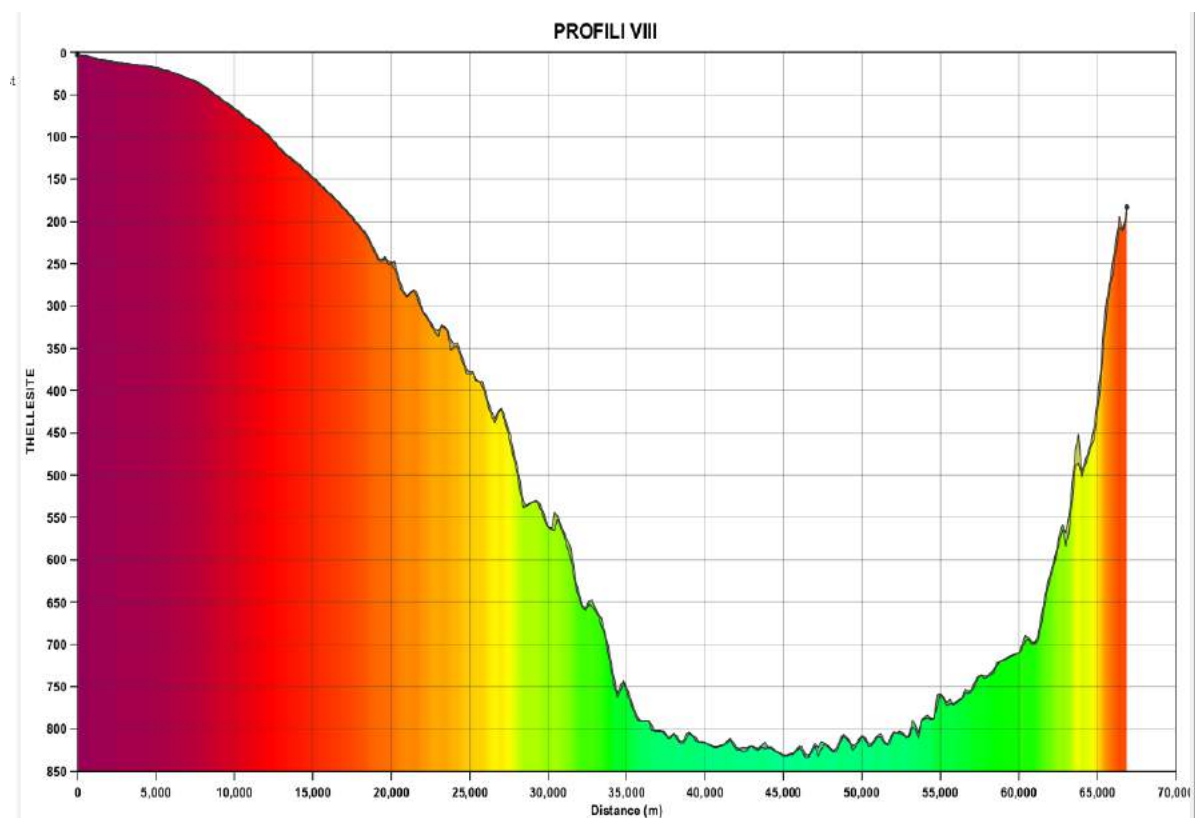
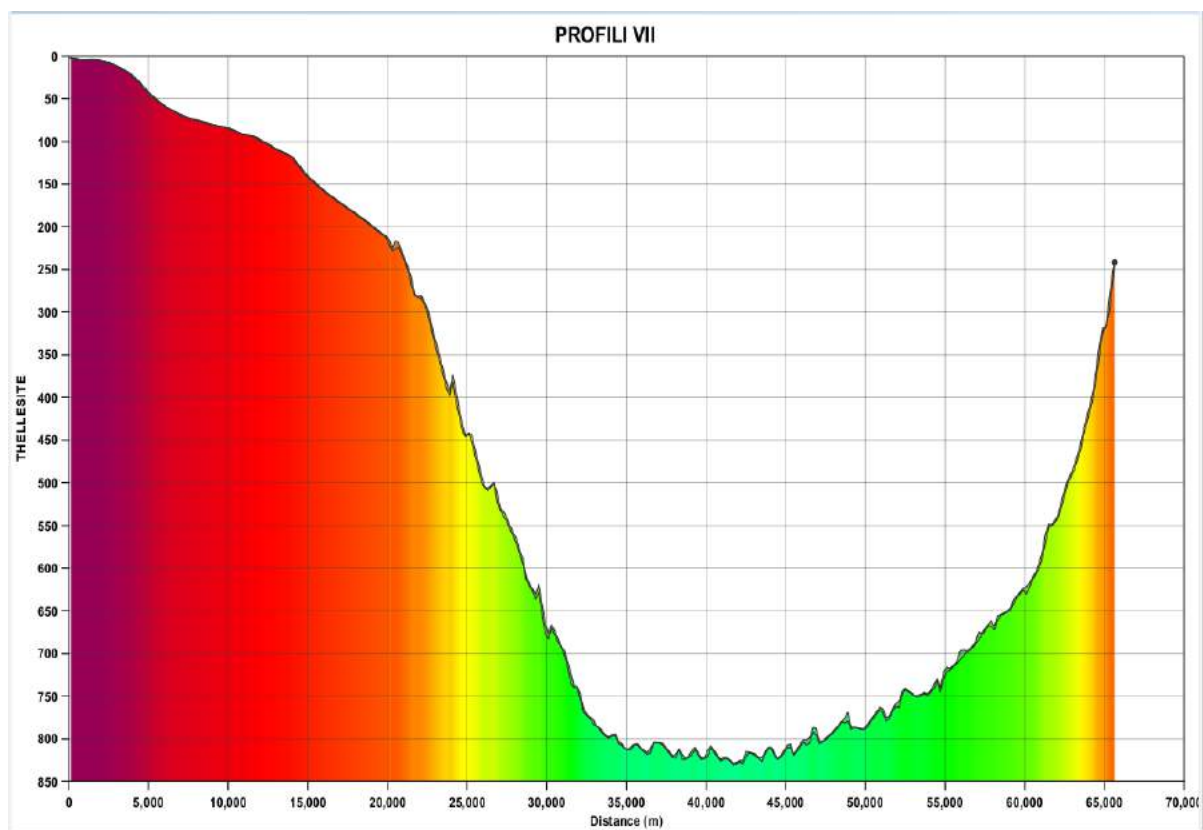
Figura 3.14 Profilet e marra në pjesën e konsideruar si më problematike gjatë historisë së bregdetit Jon dhe Adriatik në kufijtë e Shqipërisë.

Profilet që kemi dhënë më poshtë dhe nga të dhënat historike kanë dalë si më problematike. Ka patur ngjarje të cunamit dhe për këtë arsye ne kemi marrë disa profile shtesë për një rishikim më të thellë të strukturës së tij. Sipas strukturës së bregut vëmë re që ka shumë arsye që të mendojmë se vala e cunamit në këto profile ka shumë mundësi që të përshpejtohet.









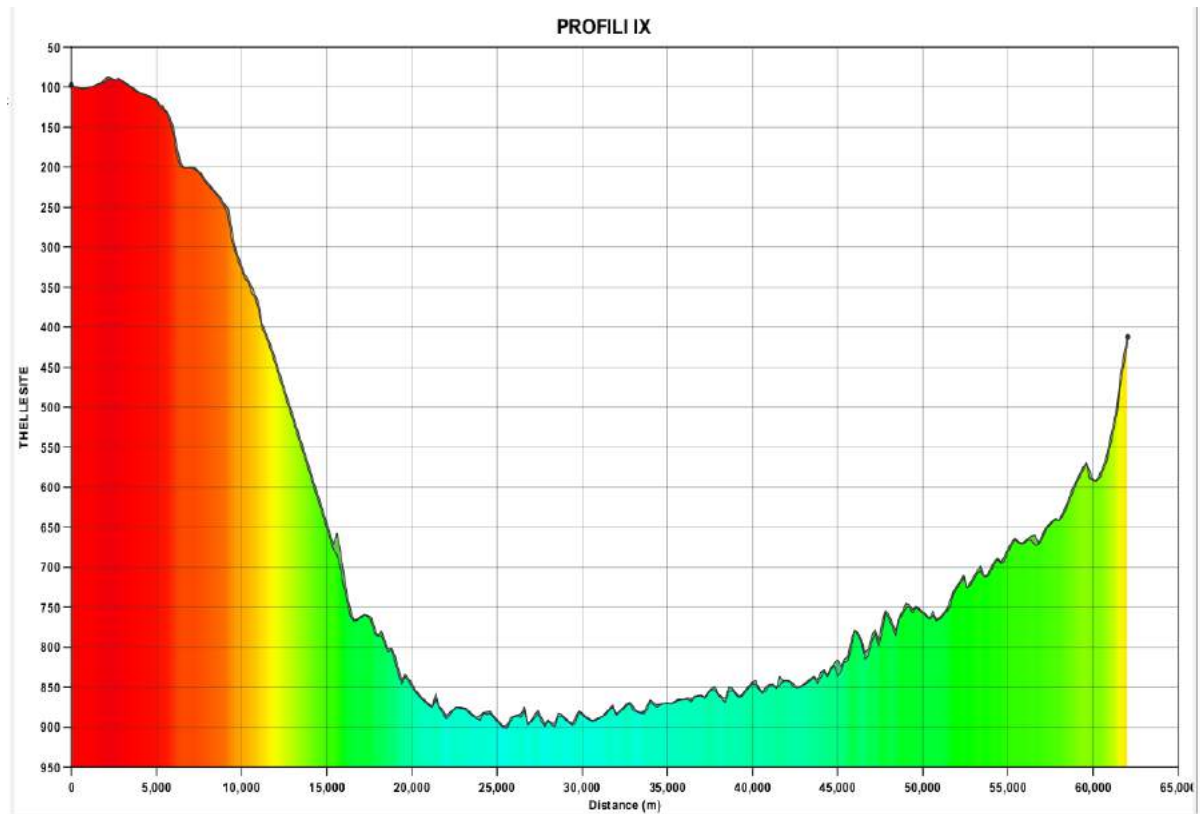


Figura 3.15. *Profilët e marra në shqyrtim për pjesën e bregdetit që ka qenë më problematike në ngjarjet historike.*

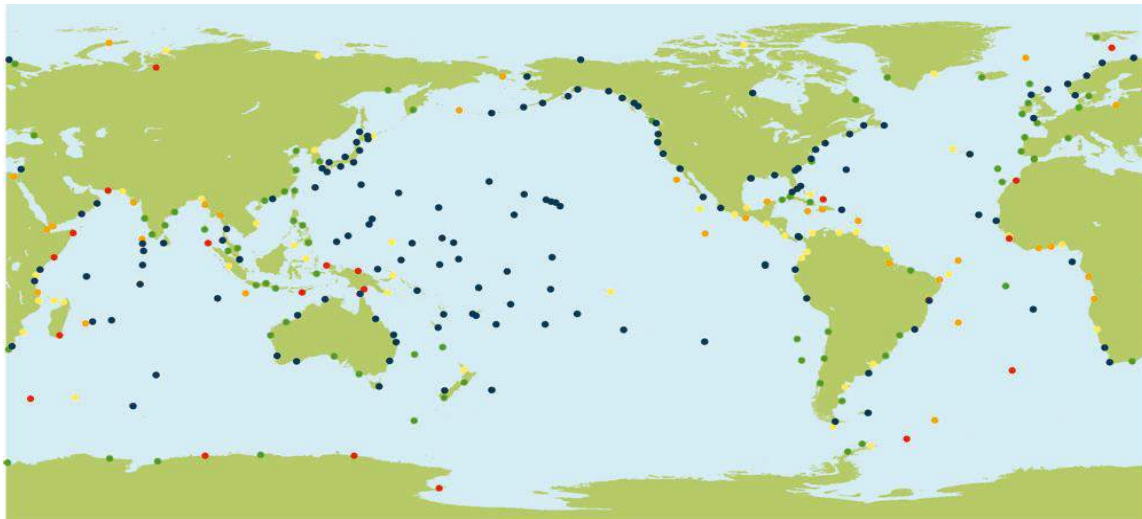
Sipas këtij profili shikojmë që bregu lëviz me një kënd nga 30 deri në 60 gradë në të gjitha profilët. Nga të dhënat numerike do të vëmë re që këndi i bregut do të ndikojë në rritjen e valës së cunamit.

III.5 Të dhënat e marra që janë të nevojshme për ndërtimin e burimit cunamor.

Në këtë seksion ne prezantojmë një paraqitje të shkurtër të të dhënave që janë të nevojshme për të rindërtuar burimin cunamor. Sigurisht këto të dhëna lidhen më shumë me vëzhgimet detare, variacionet e nivelit të detit të marra nga të dhënat e sensoreve të fundit të detit dhe të dhënat satelitore. Gjithashtu përfshijmë dhe matjet e tokës siç mund të jetë gjetja e lëvizjeve me anë të teknikave të GPS.

III.5.1 Marigramat

Disa marigramat janë marrë nga masat e intaluar në kufijtë të cilat masin ndryshimet e nivelit të detit. Prania e pothuajse shumicës së bregdetit në të gjithë botën dhe avantazhi më i madh i këtyre instrumenteve është se ato janë të karakterizuara nga një mbulim shumë i mirë hapësinor (Fig. 2.1). Megjithatë këtu kemi një përzjerje të të dhënave të marra nga instrumentet teknologjike dhe në instrumente të ndryshme janë matur ngjarje në kohë të ndryshme. Nga disa instrumente satelitore në vendeve të ndryshme matjet e ngjarjeve ndryshojnë. Në këto kushte nuk është gjithmonë e lehtë që të marrësh detaje të shenjave të cunamit edhe pas një operacioni të filtruar.



Statusi i Gloss Tetor 2006

- **Kategoria 0:** Stacionet ne kohe reale (178 stacione te marra ne UHSLC)
- **Kategoria 1:** Stacionet "Operacionale" per te cilat te dhenat me te fundit jane te 2002 ose me te vjetra (245 stacione)
- **Kategoria 2:** Stacione "Pothuajse Operacional" per te cilet te dhenat me te fundit jane ne periudhen 1992-2001 (73 stacione)
- **Kategoria 3:** Stacionet "Historike" per te cilet te dhenat e fundit jane me te vjetra se 1992 (38 stacione)
- **Kategoria 4:** Stacionet per te cilat ekzistojne te dhenat PSMSL (30 stacione)

Figure 3.16 Shpërndarja botërore e instrumentave matës nga GLOSS (Global Sea Level Observing System)

Teknologjitë e përditësuara na japin një frekuencë shumë të madhe të instrumenteve matës të stacioneve dhe mënyrën më të lirë për të matur një valë cunami. Megjithatë që kur këto instrumente janë vendosur në zonat përkatëse, gjatësitë valore të matura janë ndikuar nga efektet lokale dhe nga barometria e zonës. Në fakt një barometri lokale që rrethon një instrument, operon si një funksion transferues në valën e ardhshme dhe modifikon amplitudën dhe periodën e cunamit të matur, duke fshirë informacionet rreth burimit të tërmetit. Kjo është arsyeja kryesore që e bën pak të vështirë në model një marigram të regjistruar dhe sidomos kur ky gjendet në fazën më të hershme [Rabinovich, 1997].

III.5.2 Të dhënat e presionit në fundin detit

Instrumentet e presionit të fundit të detit janë instrumente të pozicionuara në basenin e detit dhe në përgjithësi në më shumë se 1000m të thellë për të matur variacionin e presionit atje. Presioni i ushtruar mbi dyshemenë e detit varet nga lartësia e ujit sipër kolonës, kur ndodh një ndryshim në kolonën e ujit, për shembull për shkak të kalimit të një vale të cunamit, kjo përkthehet në një ndryshim të presionit në fund të oqeanit. Duke u vendosur në det të hapur forma valore e regjistruar nga këto instrumente nuk janë ndikuar nga efektet lokale bregdetare, si amplifikimet dhe reflektimet, si dhe instrumentet valorë standarte të vendosur në portet. Për më tepër këto instrumente kanë një përgjigje të sheshtë për 0 Hz dhe si një GPS nëndetare, janë në gjendje të përkryer për të detektuar zhvendosjet statike vertikale të basenit të detit [Mikada et al., 2006].

III.5.3 Matjet Satelitore Altimetrike

Në disa raste të veçanta një tjetër matje e përdorur e ndryshimit të nivelit të detit mund të merret nga Satelitët Altimetrikë. Altimetrat (ERS-1, ERS-2, JASON-1 dhe TOPEX/POSEIDON) janë sensorë që përdorin radarët e mikrovalëve për të përcaktuar

distancën midis sateliteve dhe drejtimit të sipërfaqes së detit [Hayashi, 2008]. Edhe pse vëzhgimi për cuname është përtej fushëveprimit të misioneve të vazhdueshme altimetrike, cunami mund të zbulohet nga ndryshimi në lartësinë e sipërfaqes së detit gjatë misioneve të monitorimit oqeanografik, me kusht që ata kanë gjurmët e duhura. Altimetria satelitore ka potencial për të zbuluar cuname të mëdha [Okal et al., 1999]. Në fakt vetëm me ndihmën e teknikave të sofistikuara është e mundur që disa herë të merren sinjale të cunamit. Në fakt disa nga problemet e detektimit janë një burim i pafavorizueshëm direktiv në gjeometrinë e gjurmeve të satelitit ekzistues. Niveli i lartë i frekuencave dhe gjatësitë valore me interes për cunamin, përfshijnë efekte të ndryshme për shkaqe të oqeanografisë, metereologjike, gjeodezike dhe fenomeneve sizmike (siç është rasti për Cunamin në Sumatra 2004 Fig 2.4).

III.5.4 Të dhënat e GPS

GPS (Geodetic Positioning System) siguron matjet e kores që të zbulojë një numër të dukurive tektonike, të tilla si zhvendosjet cosizmike dhe post sizmike për shkak të tërmeteve, duke ofruar një kuptim të mirë në lidhje me procesin e thyerjes që gjeneron cunamin [Nishimura et al., 2005]. Megjithatë matjet gjeodezike janë të kufizuara në tokë dhe prandaj shpërndarja e rrëshqitjes është një zgjidhje e dobët në det të hapur, edhe pse e kufizuar edhe në zonat tokësore. Këto masa janë karakterizuar nga një saktësi shumë e lartë dhe përhapja e këtyre instrumenteve rritet çdo ditë. Megjithatë mbulimi hapësinor i këtyre sensoreve nuk është gjithmonë i mirë në mbarë botën. Vetëm në disa rajone, për shembull në Japoni, shpërndarja instrumentale është e shkëlqyer; kur kanë të bëjnë me studimin e procesit të thyerjes, pasi ne do të diskutojmë në një kapitull vijues, kjo është një pikë e rëndësishme.

III.6. Të dhënat tabelare për të gjitha profilet dhe për të gjitha thellësitë e marra.

Më poshtë kemi paraqitur të dhënat tabelare për të gjitha thellësitë e marra në shqyrtim dhe për të gjitha profilet. Këto të dhëna tabelare do të vendosim për të ndërtuar profilin e saktë të bregdetit tonë dhe për gjenerimin e cunamit me 3D dhe 2D me programet Mirone, Surfer dhe Wisemapp.

Tabela.3.10 Grykëderdhja e Drinit

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
41.75279	19.59163	0	0
41.74608	19.58448	3125	25
41.73936	19.57733	6250	37.5
41.73265	19.57018	9375	25
41.72594	19.56304	15625	50
41.71923	19.55589	18750	50
41.71251	19.54874	21875	75
41.7058	19.54159	25000	80
41.69909	19.53444	28125	85
41.69237	19.52729	31250	90
41.68566	19.52014	34375	90
41.67895	19.51299	37500	95

41.67224	19.50585	40625	100
41.66552	19.4987	43750	113
41.65881	19.49155	46875	125
41.6521	19.4844	50000	138
41.64538	19.47725	53125	150
41.63867	19.4701	56250	175
41.63196	19.46295	59375	200
41.62524	19.4558	62500	238
41.61853	19.44866	65625	300
41.61182	19.44151	68750	350
41.60511	19.43436	71875	400
41.59839	19.42721	75000	500
41.59168	19.42006	78125	600
41.58497	19.41291	81250	800
41.57825	19.40576	84375	850
41.57154	19.39862	87500	900
41.56483	19.39147	90625	925
41.55812	19.38432	93750	1050
41.5514	19.37717	96875	1050
41.54469	19.37002	100000	1100
41.53798	19.36287	103125	1125
41.53126	19.35572	106250	1150
41.52455	19.34857	109375	1150
41.51784	19.34143	112500	1150
41.51113	19.33428	115625	1163
41.50441	19.32713	118750	1175
41.4977	19.31998	121875	1150
41.49099	19.31283	125000	1175
41.48427	19.30568	128125	1175
41.47756	19.29853	131250	1175
41.47085	19.29138	134375	1175
41.46414	19.28424	137500	1163
41.45742	19.27709	140625	1150
41.45071	19.26994	143750	1150
41.444	19.26279	146875	1150
41.43728	19.25564	150000	1138
41.43057	19.24849	153125	1138
41.42386	19.24134	156250	1138
41.41715	19.2342	159375	1150
41.41043	19.22705	162500	1138
41.40372	19.2199	165625	1125
41.39701	19.21275	168750	1112

41.39029	19.2056	171875	1106
41.38358	19.19845	175000	1100
41.37687	19.1913	178125	1075
41.37015	19.18415	181250	1000
41.36344	19.17701	184375	910
41.35673	19.16986	187500	800
41.35002	19.16271	190625	725
41.3433	19.15556	193750	700
41.33659	19.14841	196875	650
41.32988	19.14126	200000	600
41.32316	19.13411	203125	500
41.31645	19.12696	206250	400
41.30914	19.11981	209375	425

Tabela 3.11 Kepi i Rodonit

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
41.72096	19.44424	0	0
41.71239	19.44201	3125	25
41.70383	19.43977	6250	50
41.69526	19.43754	1250	50
41.68669	19.4353	9375	75
41.67813	19.43307	15625	100
41.66956	19.43083	18750	100
41.66099	19.4286	21875	125
41.65242	19.42636	25000	130
41.64386	19.42413	28125	130
41.63529	19.42189	31250	150
41.62672	19.41966	34375	150
41.61816	19.41742	37500	150
41.60959	19.41519	40625	175
41.60102	19.41295	43750	200
41.59246	19.41072	46875	250
41.58389	19.40848	50000	300
41.57532	19.40625	53125	350
41.56675	19.40401	56250	375
41.55819	19.40178	59375	400
41.54962	19.39954	62500	500
41.54105	19.39731	65625	800
41.53249	19.39507	68750	850
41.52392	19.39284	71875	950
41.51535	19.3906	75000	1025

41.50679	19.38837	78125	1050
41.49822	19.38613	81250	1075
41.48965	19.3839	84375	1100
41.48108	19.38166	87500	1100
41.47252	19.37943	90625	1125
41.46395	19.37719	93750	1125
41.45538	19.37496	96875	1150
41.44682	19.37272	100000	1125
41.43825	19.37049	103125	1125
41.42968	19.36825	106250	1125
41.42112	19.36602	109375	1140
41.41255	19.36378	112500	1150
41.40398	19.36155	115625	1150
41.39541	19.35931	118750	1140
41.38685	19.35708	121875	1140
41.37828	19.35484	125000	1140
41.36971	19.35261	128125	1150
41.36115	19.35037	131250	1150
41.35258	19.34814	134375	1150
41.34401	19.3459	137500	1150
41.33545	19.34367	140625	1150
41.32688	19.34143	143750	1140
41.31831	19.3392	146875	1125
41.30974	19.33696	150000	1075
41.30118	19.33473	153125	1025
41.29261	19.33249	156250	1000
41.28404	19.33026	159375	950
41.27548	19.32802	162500	925
41.26691	19.32579	165625	900
41.25834	19.32355	168750	850
41.24978	19.32132	171875	650
41.24121	19.31908	175000	400
41.23264	19.31685	178125	300
41.22404	19.31457	181250	200

Tabela 3.12. Profili i Durrësit

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
41.31161	19.43391	0	0
41.30741	19.37721	2500	25
41.30321	19.32052	5000	75
41.29901	19.26382	10000	75

41.29481	19.20712	15000	100
41.29061	19.15043	20000	100
41.28641	19.09373	25000	100
41.28221	19.03703	30000	100
41.27801	18.98034	35000	100
41.27381	18.92364	40000	125
41.26961	18.86694	45000	200
41.26541	18.81025	50000	350
41.26121	18.75355	55000	400
41.25701	18.69685	60000	500
41.25281	18.64016	65000	900
41.24861	18.58346	70000	1000
41.24441	18.52676	75000	1025
41.24022	18.47007	80000	1050
41.23602	18.41337	85000	1050
41.23182	18.35668	90000	1050
41.22762	18.29998	95000	1050
41.22342	18.24328	100000	1075
41.21922	18.18659	105000	1075
41.21502	18.12989	110000	1075
41.21082	18.07319	115000	1075
41.20662	18.0165	120000	1100
41.20242	17.9598	125000	1075
41.19822	17.9031	130000	1050
41.19402	17.84641	135000	1025
41.18982	17.78971	140000	975
41.18562	17.73301	145000	925
41.18142	17.67632	150000	850
41.17722	17.61962	155000	750
41.17302	17.56292	160000	650
41.16882	17.50623	165000	500
41.16462	17.44953	116750	400

Tabela 3.13 Divjaka

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
40.92253	19.47688	0	0
40.92241	19.43522	2500	5
40.92228	19.39355	5000	5
40.92216	19.35189	10000	50
40.92203	19.31022	15000	75
40.92191	19.26856	20000	75

40.92179	19.22689	25000	75
40.92166	19.18523	30000	100
40.92154	19.14356	35000	110
40.92141	19.1019	40000	200
40.92129	19.06023	45000	300
40.92117	19.01857	50000	350
40.92104	18.9769	55000	450
40.92092	18.93524	60000	600
40.92079	18.89357	65000	850
40.92067	18.85191	70000	875
40.92055	18.81024	75000	875
40.92042	18.76858	80000	875
40.9203	18.72691	85000	850
40.92017	18.68525	90000	850
40.92005	18.64358	95000	825
40.91993	18.60192	100000	775
40.9198	18.56025	105000	700
40.91968	18.51859	110000	600
40.91955	18.47692	115000	200
40.91943	18.43526	119000	175

Tabela 3.14 Profili i Grykëderdhjes së Vjosës

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
40.64475	19.31756	0	0
40.64475	19.28052	1225	10
40.64475	19.24349	2500	25
40.64475	19.20645	5000	50
40.64475	19.16941	7500	75
40.64475	19.13238	10000	100
40.64475	19.09534	12500	125
40.64475	19.0583	15000	175
40.64475	19.02126	17500	225
40.64475	18.98423	20000	275
40.64475	18.94719	22500	450
40.64475	18.91015	25000	525
40.64475	18.87312	27500	650
40.64475	18.83608	30000	700
40.64475	18.79904	32500	800
40.64475	18.76201	35000	825
40.64475	18.72497	40000	825
40.64475	18.68793	42500	830

40.64475	18.65089	45000	815
40.64475	18.61386	47500	780
40.64475	18.57682	50000	750
40.64475	18.53978	52500	750
40.64475	18.50275	55000	725
40.64475	18.46571	57500	675
40.64475	18.42867	60000	600
40.64475	18.39164	62500	450
40.64475	18.3546	65000	300
40.64476	18.31756	66500	250

Tabela 3.15 Profili i Vlorës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
40.45204	19.48216	0	0
40.45134	19.45267	1225	15
40.45064	19.42319	2500	25
40.44994	19.3937	5000	25
40.44924	19.36422	7500	50
40.44854	19.33473	10000	50
40.44784	19.30524	12500	65
40.44714	19.27576	15000	100
40.44644	19.24627	17500	125
40.44574	19.21679	20000	175
40.44504	19.1873	22500	225
40.44434	19.15781	25000	315
40.44364	19.12833	27500	350
40.44294	19.09884	30000	550
40.44224	19.06936	32500	600
40.44154	19.03987	35000	750
40.44084	19.01038	40000	800
40.44014	18.9809	42500	825
40.43944	18.95141	45000	825
40.43874	18.92193	47500	850
40.43804	18.89244	50000	850
40.43734	18.86295	52500	830
40.43664	18.83347	55000	830
40.43594	18.80398	57500	830
40.43524	18.7745	60000	825
40.43454	18.74501	62500	800
40.43384	18.71552	65000	750
40.43314	18.68604	67500	700

40.43244	18.65655	70000	650
40.43174	18.62707	72500	425
40.43104	18.59758	75000	200
40.42954	18.56808	77500	125

Tabela 3.16 Profili i Gjirit të Gramës

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
40.2155	19.47115	0	25
40.21403	19.44326	1000	150
40.21257	19.41537	1225	210
40.2111	19.38748	2500	300
40.20963	19.35959	5000	550
40.20817	19.3317	7500	750
40.2067	19.30381	10000	850
40.20523	19.27592	12500	875
40.20377	19.24803	15000	950
40.2023	19.22014	17500	925
40.20083	19.19225	20000	950
40.19937	19.16436	22500	975
40.1979	19.13647	25000	975
40.19643	19.10858	27500	975
40.19496	19.08069	30000	975
40.1935	19.0528	32500	950
40.19203	19.02491	35000	925
40.19056	18.99702	40000	910
40.1891	18.96913	42500	900
40.18763	18.94124	45000	850
40.18616	18.91335	47500	875
40.1847	18.88546	50000	825
40.18323	18.85757	52500	800
40.18176	18.82968	55000	775
40.1803	18.80179	57500	750
40.17883	18.7739	60000	725

Tabela 3.17 Profili i Himarës

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
40.10752	19.72565	0	0
40.10752	19.69542	2500	100
40.10752	19.66519	5000	175
40.10752	19.63495	7500	225

40.10752	19.60472	10000	230
40.10752	19.57449	12500	250
40.10752	19.54426	15000	250
40.10752	19.51402	17500	250
40.10752	19.48379	20000	275
40.10752	19.45356	22500	400
40.10752	19.42333	25000	800
40.10752	19.39309	27500	875
40.10752	19.36286	30000	950
40.10752	19.33263	32500	1000
40.10752	19.3024	35000	975
40.10752	19.27216	40000	1000
40.10752	19.24193	42500	1000
40.10752	19.2117	45000	975
40.10752	19.18147	47500	1000
40.10752	19.15123	50000	1000
40.10752	19.121	52500	990
40.10752	19.09077	55000	975
40.10752	19.06054	57500	975
40.10752	19.0303	60000	960
40.10752	19.00007	62500	950
40.10752	18.96984	65000	910
40.10752	18.93961	67500	900
40.10752	18.90937	70000	850
40.10752	18.87914	72500	850
40.10752	18.84891	75000	825
40.10752	18.81868	77500	775
40.10752	18.78844	80000	600
39.99673	18.75821	82500	275

Tabela 3.18 Profili i Sarandës

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)
39.86808	20.00069	0	5
39.86575	19.99405	250	7
39.86343	19.98742	500	10
39.8611	19.98078	750	47
39.85877	19.97415	1000	60
39.85645	19.96751	1250	60
39.85412	19.96088	1500	30
39.85179	19.95424	1750	60

39.84946	19.94761	2000	65
39.84714	19.94097	2250	65
39.84481	19.93434	2500	67
39.84248	19.9277	2750	70
39.84016	19.92107	3000	72
39.83783	19.91443	3250	74
39.8355	19.9078	3500	73
39.83318	19.90116	3750	73
39.83085	19.89453	4000	74
39.82852	19.88789	4250	75
39.82619	19.88125	4500	68
39.82387	19.87462	4750	66
39.82154	19.86798	5000	66
39.81921	19.86135	5250	65
39.81689	19.85471	5500	65
39.81456	19.84808	5750	63
39.81223	19.84144	6000	62
39.80991	19.83481	6250	61
39.80758	19.82817	6500	61
39.80525	19.82154	6750	61
39.80292	19.8149	7000	61
39.8006	19.80827	7250	61
39.79827	19.80163	7500	60
39.79594	19.795	7750	60
39.79362	19.78836	8000	58
39.79129	19.78173	8250	58
39.78896	19.77509	8400	58

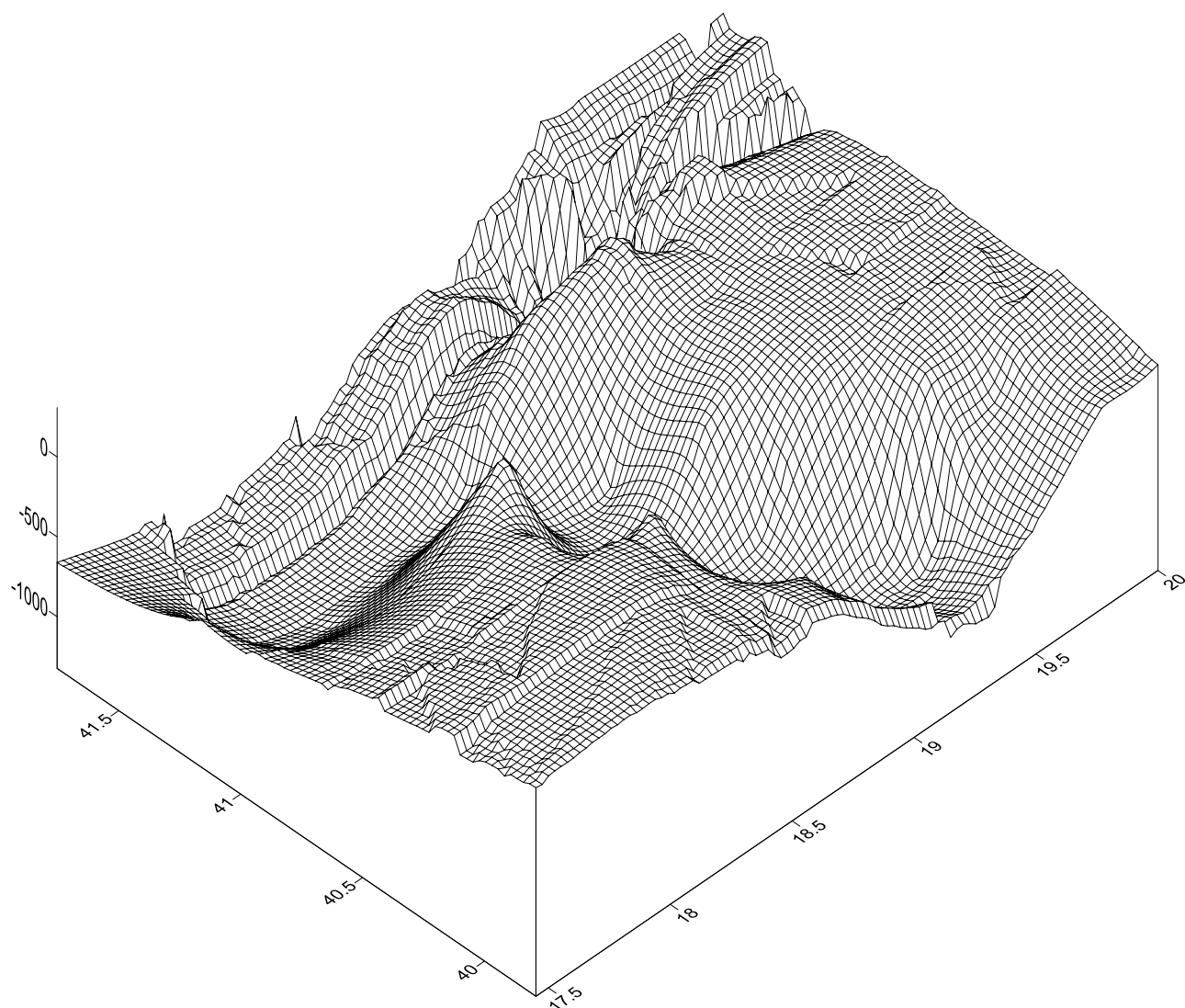


Fig.3.17 Baseni i Deteve Adriatik dhe Jon i marrë nga Surfer.

KAPITULLI IV

IV. METODOLOGJIA

Në këtë kapitull do të flasim për metodat që kemi përdorur për të studiuar valën e cunamit duke u nisur që nga vala më e thjeshtë teke një dimensionale dhe deri tek ekuacionet e valëve të përbëra dhe të lëngjeve me dy shtresa. Si fillim kemi dhënë ekuacionet e valës me të thjeshtë të cunamit që është modeli me parametrat kryesore ose më ndryshe modeli empirik, i cili do të shikojmë që në kapitullin e analizës së rezultateve do të na japi shumë të dhëna të rëndësishme për amplitudën e valës në bregdet. Gjithashtu do të gjejmë dhe shpejtësinë me të cilën vala i afrohet bregut dhe kohën e mbërritjes. Por ky model nuk merr parasysh përbërjen sedimentare dhe dinamikën e lëngjeve apo parametrat morfologjike të territorit.

Në pjesën e dytë të kapitullit do të paraqesim modelin e sedimentimit të cunamit. Kjo duke marrë parasysh modelin e sedimentimit në bregdetet e Joni-t dhe të Adriatikut. Këto bregdete janë të ndërtuar me sedimente dhe me anë të tyre japim një pjesë të elementeve shtesë që do të ndikonin në valët e cunamit. Japim ndërtimin e valës së cunamit duke u bazuar tek dinamika e një lëngu të përbërë.

Më pas, në pjesën e tretë të kapitullit, do të paraqesim modelin numerik të ndërtimit të valëve të cunamit, duke nisur nga modeli i valës së ujit dhe deri tek modeli i valëve në lëngjet me dy shtresa dhe më pas përhapjen e valës në një kanal, valës me amplitudë të vogël dhe kushtet e përhapjes.

Së pari, nga modeli themelor numerik për valët e cunamit kemi nxjerrë modelin matematikor të ndërtimit të valës. Kemi marrë në shqyrtim dhe dy modele të ndryshme matematikore për valët. Modeli i Boussinesq dhe Modeli i Green-it që janë dy nga modelet më themelore. Matjet me këto modele janë të integruara në programet që kemi përdorur për të bërë eksperimentimin me të dhënat tona të bregdetit.

IV.1 Modelimi i thjeshtë empirik i valës së cunamit

Në këtë modelim që e kemi quajtur empirik do të paraqesim formulat e shpejtësisë, amplitudës, dhe kohës së mbërritjes së valëve që do të jenë në varësi të thellësisë dhe të distancës. Nuk do të marrim parasysh elementët e tjerë që do të ndikonin në përhapjen e valës së cunamit siç do të ishte transporti i sedimenteve dhe elementët e tjerë të strukturës së ndërtimit të territorit apo të thyerjeve. Vala e cunamit merret si një valë e thjeshtë pa marrë parasysh elementët shtesë përbërës të saj.

Do të bëjmë llogaritjet e amplitudës maksimale që do të ketë vala në varësi të profileve që kemi marrë nga bathimetia e të dyja deteve.

Valën e cunamit do ta marrim si një valë teke dhe do të shikojmë sa do të jetë amplituda e saj nga zona e thyerjes (fault) dhe deri në bregdet, pasi kjo është ajo e cila na intereson.

Në modelet në vazhdim do të shqyrtojmë dhe ekuacionet dhe do ti përfshijmë ato në programet përkatese, që do të bëjmë simulimet e përhapjes së valës.

Shpejtësia e cunamit në ujë të thellë është një funksion i thellësisë dhe do të jepet me formulën më poshtë:

$$\text{Shpejtësia} = \sqrt{g * d}$$

Ku g është nxitimi gravitacional ($g=9,81 \text{ m/s}^2$) dhe d është thellësia. Nga të dhënat tona neve kemi thellësinë dhe mund të gjejmë shpejtësinë e afërt me të cilën vala do të arrijë në bregdet.

Normalisht në kushtet reale të ngjarjes do të ndikojnë shumë faktorë të tjerë, ku një nga këta faktorë është fakti që cunami është një seri valësh dhe si këto valë që do të gjenerohen, mund të jenë disa të tilla.

Nga një magnitudë tërmeti e madhe mund të kemi një zhvendosje të zonës thyerjes (fault) shumë të vogël dhe nga një tërmet me magnitudë të vogël mund të kemi një zhvendosje shumë të madhe në zonën thyerjes fault që mund të shkaktojë një amplitudë shumë më të madhe të cunamit.

Kohën për mbërritjen e valës në breg e gjejmë nga raporti i distancës me shpejtësinë.

$$\text{koha e mbërritjes} = \frac{\text{distancë}}{\text{shpejtësi}}$$

Tjetër parametër i rëndësishëm që na duhet nga cunami është amplituda fillestare e tij dhe amplituda me të cilën do të mbërrinte vala në bregdet. Nëse njohim amplitudën në thellësi atëherë amplituda në ujën e cekët mund ta llogarisim me anë të formulave më poshtë:

$$\frac{A_s}{A_d} = \sqrt{\frac{V_d}{V_s}}$$

Pra:

$$A_s = A_d \sqrt{\frac{V_d}{V_s}}$$

Ku nga ekuacionet më sipër mund të përcaktojmë se A_d është vlera e amplitudës së ujit në thellësi dhe A_s është vlera e amplitudës së ujit të cekët.

IV.2 Sedimentimi i cunamit

Kemi paraqitur një model të thjeshtë për llogaritjen e cunamit në dimensionet detare, i cili është një përafrim i një modeli të mëparshëm i ndërtuar nga Bruce E. Jaffe dhe Guy Gelfenbuam në vitin 2007. Ky model për llogaritjet është përafëruar sipas strukturës së detit Adriatik. Mund të aplikohet për të përllogaritur shpejtësinë e rrjedhjes duke u nisur nga trashësia dhe njësia e masës së depozitës së cunamit.

Për depozitat e cunameve me rërë, njësia matëse dhe trashësia ndryshojnë gradualisht në drejtim të transportit. Transporti i sedimenteve të cunamit është modeluar si një proces i qëndrueshëm dhe me hapësirë uniforme. Masa e sedimenteve të pezulluara është supozuar se është në ekuilibër me pjesën e qëndrueshme të periudhës së gjatë e cila sjell ngadalësimin e pjesëve të tjera, që janë në aktivitet të cunamit. Ngadalësimi hapsinor i valës supozohet të jetë i vogël dhe nuk mund të kontribuojë në mënyrë të konsiderueshme në depozitën e cunamit.

Depozitat e cunamit janë formuar nga sedimentet e gjetura në kolonat e ujit, kur shpejtësia e rrjedhjes në to shkon në zero kudo, në kohën e përmbytjes së cunamit. Këtu ka një erozion të vogël të depozitës nga vala e kthimit, sepse ajo është një valë e ngadalësuar dhe e përqëndruar në topografinë e zonës së nivelit të ulët.

Dallimet në madhësinë e kokrrës së depozitimit kanë më shumë ndikim në shpejtësinë e valës së cunamit, sesa trashësia që ka depozita e tij. Rezultat i këtij studimi është ndërtimi i një modeli të aplikueshëm për llogaritjen e cunamit në Detin Adriatik dhe Jon.

IV.4.1 Formulimi i problemit

Kemi ndërtuar dy modele të thjeshta përsa i përket sedimentimit të cunamit: modelin konceptual dhe modelin e përafërt. Gjithashtu duke u nisur nga mënyra se cfar, ka në përbërje një cunam përveç masës së ujit dhe masës së sedimenteve që ai mbart me vete. Jemi përpjekur të bëjmë dhe një përshkrim të depozitave cunamore, që ndodhen në detet tona të Adriatikut dhe të Jonit.

Kjo ka patur një vështirësi shumë të madhe për shkak të mungesës së studimeve të tilla në këtë fushë.

Duke u bazuar në të dhënat që kemi grumbulluar deri tani dhe në strukturën bregdetare të detit Adriatik kryesisht vëmë re se ne kemi disa depozita cunamore. Më poshtë do të marrim në shqyrtim modelet e sedimentimit të cunamit duke u nisur dhe nga sedimentimi sipas Jaffe dhe Bruce dhe të bëjmë një përafrim me sedimentimin e deteve tona.

IV.4.2 Modeli konceptual i sedimentimit të cunamit

Transportimi i sedimenteve gjatë cunamit mund të shkaktojë erozion ose të formojë një deposit. Erozioni ndodh kur ka një divergjencë të lartë hapsinore gjatë transportimit (më shumë sediment e lënë zonën se sa vijnë) ose si një ngadalësim i rrjedhjes dhe sedimentet nga shtrati lëvizin në kolonën e ujit (fig.2). Depozita është krijuar nga një konvergjencë hapsinore gjatë transportit (më shumë sediment vijnë në zonë sesa largohen) ose si vala dhe sedimentet bien nga kolona dhe ulen në shtrat.

Studimet e cunameve modernë dallojnë tre zona:

- (1) zonë e erozionit në brendësi të bregut,
- (2) zonë e gjerë e depozitimit të cunamit nga toka e zonës së erozionit,
- (3) zonë e ngushtë as me depozitim dhe as me erozion në afërsi të kufirit të përmytjes.

Zona e erozionit është formuar nga përshpejtimi i cunamit si ajo që lëviz në breg, zona e gjerë e depozitimit është krijuar nga një rrjedhje pothuajse uniforme, ku cunami nuk është as përshpejtues dhe as jopërshpejtues.

Sedimentet kalojnë nga pezullimi kur shpejtësia e rrjedhjes bie në zero kudo pas përmytjes së cunamit, dhe zona e ngushtë pranë kufirit të përmytjes, gjithashtu pa erosion ose depozitim, është krijuar nga rënia e shpejtësisë së rrjedhjes së cunamit në atë pikë, ku ajo nuk është në gjëndje për të transportuar sedimente (Clague et al., 2000).

Gjerësia e secilës prej këtyre zonave varet nga karakteristikat e cunamit, furnizimi i sedimenteve, substrateve, që udhëtojnë mbi cunamin dhe topografia e zonës. Ka raste ku jo të treja zonat kryesore të cunamit janë të pranishme, megjithëse në shumicën e rasteve ato janë (Lander, 1996,). Ky model konceptual është më i zbatueshëm për fushat me pjerrësi të butë dhe me vijë të gjerë bregdetare. Në këto kushte zona e depozitimit shpesh herë është më e gjerë dhe nuk është e gërryer nga rrjedhja e kthimit të cunamit i cili shpesh herë nuk ka rrjedhje të shpejtë ose është i përqëndruar në ultësirat topografike (Bourgeois et al, 1988, 2000; vëzhgime në terren nga autorët në Sumatra dhe Sri Lanka).

Depozita është formuar në një zonë me hapësirë pothuajse uniforme të rrjedhjes me lëvizjen e sedimenteve nga pezullimi kur shpejtësia e rrjedhjes së cunamit shkon në zero në fund të rrjedhjes në vijën bregdetare.

Për shkak se depozita e cunamit është me një hapësirë pothuajse uniforme, variacioni kohor i rrjedhjes është i njëjtë në të gjitha vendet e kësaj zone. Rrjedhja, pothuajse uniforme, kufizon sasinë e sedimenteve të depozituara nga konvergjenca e fluksit të sedimenteve, duke rezultuar në depozitim nga shkaku i pezullimit të proceseve kryesore për formimin e depozitave të cunamit.

Kthimi i rrjedhjes është i dobët dhe i përqëndruar në veçoritë topografike dhe nuk ka shumë depozitim që është formuar gjatë rrjedhjes në vijën bregdetare.

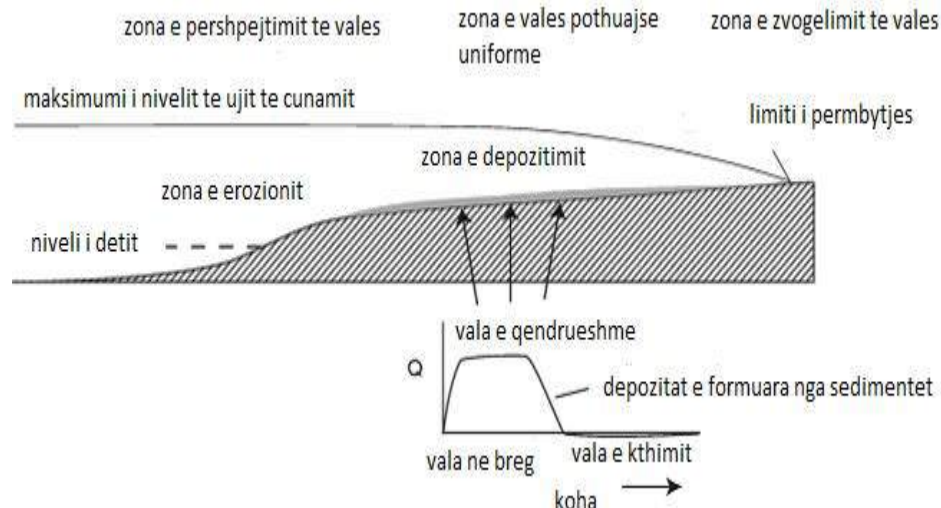


Figura 4.14. Modeli konceptual i sedimentimit të cunamit.

IV.4.3 Modeli i përafërt dhe i përlogaritur i cunamit

Përafrimi ynë është të përcaktojmë modelin konceptual për rastin e përgjithshëm dhe përpara se të zgjidhim të gjitha ekuacionet, ti thjeshtojmë ato, duke përdorur karakteristikat e rrjedhjeve të cunamit dhe zonën e vëzhgimit të depozitave të cunamit. Ne zgjidhim këtë model të thjeshtuar, zbulojmë ndjeshmërinë e modelit më të dhënat e pakta të hyrjes, parametrat e modelit, dhe vlerësojmë se ku janë supozimet e thjeshtuara dhe nëse janë të mbështetura nga fusha e vëzhgimit. Ekuacioni i plotë i erozionit e formalizon modelin konceptual si më poshtë:

$$\frac{\delta \eta}{\delta t} = -\frac{1}{Cb} \left(\frac{\delta(Qsx + Qbx)}{\delta x} + \frac{\delta(Qsy + Qby)}{\delta y} \right) + \frac{\delta Vs}{\delta t}$$
 Ku η është lartësia e shtratit, t është koha, Cb është volumi i përqëndrimit të sedimenteve në shtrat, Qs dhe Qb normat e vëllimit të ngarkesës së pezulluar dhe sedimentet e transportuara të shtratit, x është drejtimi ndërmjet brigjeve, y është drejtimi përgjatë bregut, Vs është volume i sedimenteve për zonën e bashkuar të shtratit në kolonën e ujit.

Ekuacioni i erozioni është thelbësor, për të formuluar një model të sedimentimit të cunamit. Transporti i sedimenteve gjatë cunamit mund të llogaritet duke matur ndryshimin e lartësisë së shtratit të rezultuar nga cunami dhe zgjidhja për gradientët në transport dhe ndryshimet në volumin e sedimenteve në kolonën e ujit. Për të thjeshtuar modelin, supozojmë se transportimi i sedimenteve gjatë një cunami, që është reflektuar në depozitat e cunamit, mund të modelohet si një proces i qëndrueshëm. Edhe pse rrjedha mund të jetë e trazuar, ne supozojmë se rrjedha mesatare është e qëndrueshme sepse gradient kohor do të thotë shpejtësia e fluksit gjatë shumë prej përmbajtjeve të cunamit në bregdet të vogla. Ky supozim shkelet kur cunami në fillim transporton sedimente si ato në tokën e përmbatur dhe

në kohën kur cunami arrin maksimumin e shtrirjes së tij në tokë, kur rrjedhja ngadalësohet (Colorado et al. 1998; Bruce et al. 2007). Megjithatë pranë kulmit të cunamit, për shkak se periudhat e cunamit janë të gjata, ndryshimi i përkohshëm në shpejtësinë e rrjedhjes është i vogël dhe rrjedhja mund të llogaritet si e qëndrueshme.

Ne supozojmë së depozitat e cunamit përmbajnë sedimente që ndryshojnë kolonën e ujit me kapacitetin e saj të plotë gjatë pjesës së qëndrueshme të rrjedhjes. Supozojmë gjithashtu se për disa cuname, transportimi i sedimenteve mund të modelohet si me hapësira pothuajse uniforme. Ky supozim është shkelur në afërsi të kufirit të përmytjeve ku transporti i sedimenteve shkon në zero dhe në afërsi të bregdetit, ku cunami përshpejtohet. Megjithatë në vendet larg kufirit të përmytjeve ku topografia ndryshon në mënyrë të ngadaltë, gradienti i horizontit në transportimin e sedimenteve mund të jetë i vogël dhe nuk kontribuon në formimin e depozitave të cunamit.

Si përfundim:

Ne mund të supozojmë se për shumë cuname kontributi i shtratit për formimin e depozitave është relativisht i vogël në kontributin e ngarkesës së pezulluar (Lander et al. 1999). Megjithatë aty ku transporti i sedimenteve është i madh, ne supozojmë se depozita e cunamit reflektohet fillimisht në transportin e ngarkesës së pezulluar. Bazuar në shpejtësitë e rrjedhjeve të cunamit dhe madhësinë e sedimenteve, normat për vlerësimet e transportit janë më pak se 10 % i totalit të transportit. Ku supozimet e rrjedhjes së qëndrueshme, valës uniforme dhe dominimit të ngarkesës së formuar pezull të depozitimeve janë të vlefshme, ekuacioni në formë diskrete reduktohet në:

$$\Delta\eta = -\frac{1}{Cb} \int_{shtrat}^{siperfaqe} Cs(z)dz$$

Ku Cs është përqëndrimi i vëllimit të sedimenteve dhe z është lartësia mbi shtrat. Kur supozimet e mësipërme janë të vlefshme, shpejtësia lokale e cunamit mund të llogaritet duke përdorur një model të thjeshtë të transportit të sedimenteve për të përcaktuar shpejtësinë e rrjedhjes të nevojshme për të pezulluar vëllimin dhe madhësinë e sedimenteve për të vëzhguar trashësinë e depozitave të cunamit dhe madhësinë e kokrizave të shpërndarjes.

IV.3 Modelimi numerik për valët e cunamit.

IV.3.1 Ekuacionet e përgjithshme

Modelet numerike që përshkruajnë fushat e shpejtësisë dhe densiteti në oqean dhe dete janë bazuar në sistemin e ekuacioneve hidrodinamike-termodinamike të cilat përfshijnë ligjin e ruajtjes së momentit, masës dhe energjisë. Këto ekuacione do të shtrihen në sistemin koordinativ kartezin edhe pse në kohë do të përdoret një sistem i koordinuar sferik. Sistemi i koordinatave janë sipas aksit x në lindje, y në veri dhe z në zenith. Komponentët e shpejtësisë në këto tre akse do të shënohen me u, v dhe w . Për shkurtësi dhe lehtësi do të përdorim një tensor për mbledhje, në të cilin akset janë përcaktuar nga x_1, x_2 , dhe x_3 dhe komponentët e shpejtësisë nga u_1, u_2 dhe u_3 . Ekuacioni që shpreh ruajtjen e momentit është:

$$\rho \frac{\delta u_i}{\delta t} + \rho u_j \frac{\delta u_i}{\delta x_j} + 2\rho \epsilon_{ijk} \Omega_j u_k = -\frac{\delta p}{\delta x_i} - g\rho \delta_{zi} + \frac{\delta \sigma_{ij}}{\delta x_j}$$

Ku ρ është densiteti i ujit, t është koha, p është presioni, Ω_j është komponent i shpejtësisë këndore të tokës, σ_{ij} janë komponentët e stresit për shkak të komponentit molekular. Gjithashtu duhet të dimë që $\epsilon_{ijk} = +1$ në qoftë se i, j, k janë në mënyrë ciklike, $\epsilon_{ijk} = -1$ në qoftëse i, j, k janë në mënyrë anticiklike dhe $\epsilon_{ijk} = 0$ të treja indekset kanë të njëjtat vlera, $\sigma_{zi} = 1$ për $i=3$ dhe $\sigma_{zi} = 0$ për të tjerat.

Nëse μ është viskoziteti molekular, dhe tensori i stresit σ_{ij} , mund të shprehet në lidhje me shkallën e deformimit të një elementi të lëngjeve nga lëvizja.

$$\sigma_{ij} = \mu \left(\frac{\delta u_i}{\delta x_j} + \frac{\delta u_j}{\delta x_i} \right)$$

Ruajtja e masës mund të shprehet përmes ekuacionit të vazhdimësisë:

$$\frac{\delta \rho}{\delta t} + \frac{\delta \rho u_i}{\delta x_i} = 0$$

E cila për një lëng të pangjeshëm është:

$$\frac{\delta u_i}{\delta x_i} = 0$$

Në sistemin e mësipërm dendësia e ujit konsiderohet si konstante. Nëse dendësia është e ndryshueshme ekuacioni i lëvizjes dhe vazhdimësisë duhet shtuar nga termodinamika.

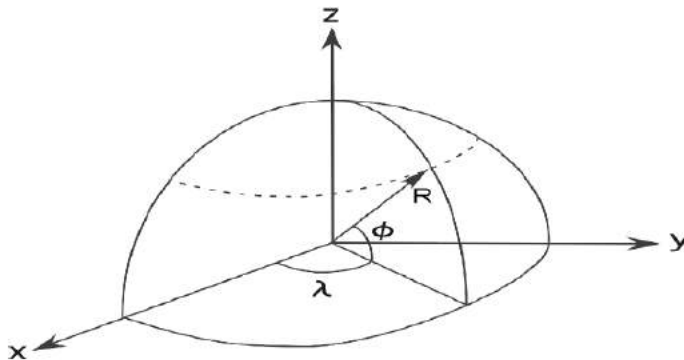


Figura 4.1 Sistemi i koordinatave drejkëndore sferike.

IV.3.2 Dinamika e lëngjeve me dy shtresa

Vala e cunamit e ka origjinën nga fundi i detit dhe në rastin tonë që kemi marrë në studim, e ka origjinën nga zhvendosja e tokës nga një tërmet. Duke qënë që gjithë energjia e valës vjen nga ndikim në shtresën e detit, duhet të marrim parasysh që nga të gjitha strukturat sedimentare që përmban fundi i detit, do të na ndërtohej një shtresë e dytë uji, por në këtë rast kjo shtresë do të kishte dendësi të ndryshme nga shtresa e sipërme.

Meqë cunami shpesh e ka origjinën nga zhvendosja e poshtme e basenit atëherë mund të themi që së bashku me sipërfaqen e lirë ndryshimet në thellësi mund të përfshihen në ekuacionet e lëvizjes dhe vazhdimësisë. Nëse cunami është gjeneruar nga një rrëshqitje nënujore e tokës, duke u marrë parasysh ndërveprimin ujë-rrëshqitje, interacionet e lëvizjes mund të trajtohen në mënyra të ndryshme. Rrëshqitja konsiderohet si një lëvizje e poshtme e cila është e ndryshueshme në kohë dhe hapësirë, ose rrëshqitja mund të merret si një shtresë e dytë uji por me densitet të ndryshëm nga densiteti i ujit.

Më poshtë kam dhënë ekuacionet themelore të lëvizjes dhe vazhdimërisë, për të studiuar rrjedhjen me dy shtresa, në të cilën të dyja shtresat ndërveprojnë dhe ndikojnë në ndërtimin e një modeli për valët që është shumë më i ndryshëm nga rrjedhja e një shtrese të vetme uji.

Në figurën më poshte kemi dhënë lidhjen e lëvizjes së brendshme dhe sipërfaqësore për një model të thjeshtë me dy shtresa. Valët janë shënuar me simbolet ξ_1 dhe ξ_2 që japin amplitudat e valëve në sipërfaqen e lirë dhe ndërprerjen midis dy shtresave, ρ_1 dhe ρ_2 që japin densitetin e shtresës së poshtme dhe të sipërme. Siç kemi ndërmend që të shkruajmë veçmas ekuacionin e lëvizjes dhe të vazhdimësisë për shtresat e sipërme dhe të poshtme, do të merret parasysh shtypja hidrostatike për të dyja shtresat. Ekuacioni i lëvizjes përgjatë drejtimit vertikal është dhënë më poshtë:

$$\frac{\delta \rho}{\delta z} = -g\rho,$$

Mund të integrohet nga çdo thellësi z në sipërfaqen e lirë $z = \xi_1(x, y, t)$,

$$\int_z^{\xi_1} \delta \rho = - \int_z^{\xi_1} g \rho dz$$

Presioni në sipërfaqen e lirë $\rho(\xi_1)$ është i barabartë me presionin atmosferik (p_a) dhe presioni në thellësinë $p(z)$ është i barabartë me p_z , atëherë shkruajmë rezultatin përfundimtar si më poshtë:

$$p_z = p_a + \rho g(\xi_1 - z)$$

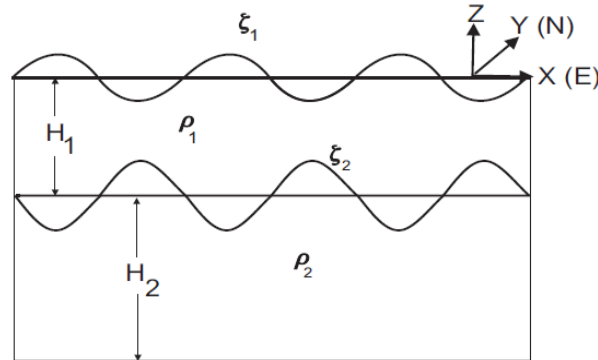


Figura 4.2 Vala në lëngun me dy shtresa.

Duke u nisur nga integralet e mësipërme presioni në shtresën e sipërme është:

$$p_1 = p_a + \rho_1 g (\zeta_1 - z)$$

Dhe presioni në shtresën e poshtme:

$$p_1 = p_a + \rho_1 g (\zeta_1 + H_1 - \zeta_2) + \rho_2 g (\zeta_2 - z)$$

Integrimi vertikal i ekuacionit të vazhdueshmërisë të derivuar me sipër merr formën e mëposhtme:

$$\frac{\partial(\zeta_1 - \zeta_2)}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (D_1 u_1) - \frac{\partial}{\partial y} (D_1 u_1)$$

Këtu $D_1 = H_1 + \zeta_1 - \zeta_2$ është thellësia totale për shtresën e sipërme, kurse në shtresën e poshtme ekuacioni i vazhdueshmërisë do të shprehet në formën:

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (D_2 u_2) - \frac{\partial}{\partial y} (D_2 u_2)$$

Këtu: $D_2 = H_2 + \zeta_2$.

Në shtresën e sipërme të ujit ekuacioni i momentit mund të shkruhet në formën e mëposhtme sipas drejtimit të x :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} - f v_1 = \\ -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{1}{\rho_1} + N h \left(\frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_1}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_1 D_1} [\tau_{s,z} - r_1 u' \sqrt{(u'^2 + v'^2)}] \end{aligned}$$

Sipas drejtimit të y :

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} - f u_1 =$$

$$-g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_a}{\partial y} + Nh \left(\frac{\partial^2 v_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_1}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_1 D_1} [\tau_{s,y} - r_1 u' \sqrt{(u'^2 + v'^2)}]$$

Ekuacioni i lëvizjes së shtresës së ulët sipas drejtimit të x:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} - f v_2 = -\frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} \\ - \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_a}{\partial x} + Nh \left(\frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_2}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_2 D_2} [r_1 u' \sqrt{(u'^2 + v'^2)} - r u_2 \sqrt{(u_2^2 + v_2^2)}] \end{aligned}$$

Dhe sipas drejtimit të y:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + v_2 \frac{\partial u_2}{\partial y} + f u_2 = -\frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} \\ - \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_a}{\partial y} + Nh \left(\frac{\partial^2 v_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_2}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho_2 D_2} [r_1 v' \sqrt{(u'^2 + v'^2)} - r v_2 \sqrt{(u_2^2 + v_2^2)}] \end{aligned}$$

Në shënimin e mëposhtëm është përdorur: shpejtësitë u_1 dhe u_2 për shtresën e sipërme dhe të poshtme të ujit, trashësitë H_1 dhe H_2 për shtresën e sipërme dhe të poshtme, ζ_1 janë oshilimet në sipërfaqen e lirë, ζ_2 janë oshilimet në sipërfaqen e brendshme, $\tau_{s,x}$ dhe $\tau_{s,y}$ janë

komponentët e sipërfaqes së stresit, $r_1 u' \sqrt{(u'^2 + v'^2)}$ dhe $r_1 v' \sqrt{(u'^2 + v'^2)}$ paraqesin komponentët e stresit të brendshëm $r u_2 \sqrt{(u_2^2 + v_2^2)}$ dhe $r v_2 \sqrt{(u_2^2 + v_2^2)}$ paraqesin komponentët e stresit të fundit të detit. Kurse f është parametri i koriolisit, g është nxitimi gravitacional, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$, $r_1 = 1.3 \times 10^{-3}$, $r = 3 \times 10^{-3}$, Nh është koeficienti i fërkimit horizontal, $u' = u_1 - u_2$ dhe $v' = v_1 - v_2$.

Llogaritjet vetëm për nivelin e detit do të bëhen sipas termave të mëposhtëm:

$$-\frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = \frac{\Delta \rho}{\rho_2} g \frac{\partial (\zeta_1 - \zeta_2)}{\partial x} - g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x}$$

Cunami në një lëng vetëm me një shtresë: gjenerimin gjatë zhvendosjes së fundit të detit

Duke u nisur nga ekuacionet e përgjithshme neve kemi mundësinë që të nxjerrim ekuacionet e lëvizjes dhe të vazhdueshmërisë për cunamet e gjeneruara nga zhvendosjet e fundit të detit. Për këtë qëllim nga figura e mësipërme do të marrim në konsideratë vetëm shtresën e parë të lëngut. Ekuacioni i lëngut nuk ndryshon dhe atë mund ta rishkruajmë si më poshtë:

$$\frac{\partial (\zeta_1 - \zeta_2)}{\partial t} = \frac{\partial (\zeta - \eta)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (D_1 u_1) - \frac{\partial}{\partial y} (D_1 v_1) = -\frac{\partial}{\partial x} (Du) - \frac{\partial}{\partial x} (Dv)$$

Këtu $D_1 = H_1 + \zeta_1 - \zeta_2 = D = H + \zeta - \eta$ është thellësia totale e cila përfshin bashkë ujin dhe zhvendosjen e fundit të detit. Ekuacionet e lëvizjes në shtresën e sipërme të lëngut do të shërbejnë për të gjithë thellësinë e ujit:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho D} r u \sqrt{(u^2 + v^2)}$$

Dhe sipas drejtimit të y do të jetë:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho D} ru \sqrt{u^2 + v^2}$$

Në ekuacionet e mësipërme të lëvizjes së cunamit ne kemi neglizhuar proceset që lidhen me presionin atmosferik, stresin në sipërfaqen e lirë (ai i shkaktuar nga era) dhe gjithashtu është neglizhuar dhe shprëndarja gjatë fërkimit horizontal. Roli i fërkimit horizontal në përhapjen e cunamit nuk është marrë parasysh dhe nuk është dhënë as ndikimi i tij mbi valën e cunamit. Valët e gjata të baticës janë konsideruar gjithmonë si fërkime horizontale kurse valët e shkurtra (të gjeneruara nga era) janë studiuar gjithashtu pa fërkimin horizontal.

Cunami në një lëng me dy shtresa: gjenerimi i tij gjatë zhvendosjes së fundit të detit

Në këtë rast lëvizja e fundit të detit do të gjenerohet nga zhvendosja vertikale. Valët në këtë rast do të jenë të ndryshme pasi duke u gjeneruar nga baseni, kjo do të ndikonte që të gjitha modekulat e ujit të jenë të pajisura me një energji potenciale, e cila do të kthehej në energji kinetike të lëvizjes së tyre në të dyja shtresat. Por kjo lëvizje e valëve dhe molekulave në të dyja shtresat e ujit do të ishte e ndryshme. Duke iu referuar figurës së dytë neve shikojmë që dy shtresat duhet të zmadhohen nga lëvizja gjeometrike e fundit të detit. Zhvendosjen e fundit të detit e paraqesim me anë të η . Nga të gjitha ekuacionet që kemi dhënë më sipër për lëvizjen e dy shtresave vetëm ekuacioni i vazhdueshmërisë për shtresën e dytë do të ndryshojë dhe do të merret në vazhdim lëvizja e fundit ose e basenit.

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial t} - \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(D_2 u_2) - \frac{\partial}{\partial y}(D_2 v_2)$$

Në ekuacionin e mësipërm përkufizimi i thellësisë totale nga $D_2 = H_2 + \zeta_2$ ka ndryshuar në $D_2 = H_2 + \zeta_2 - \eta$.

IV.3.3 Vala me amplitudë të vogël

Duke u nisur nga struktura gjeografike komplekse e deteve Adriatik dhe Jon dhe që ato janë dete me kufij të izoluar në një pikëpamje ndërtimi të tyre në gjiret dhe në kepa mund të marrim parasysh që në disa pjesë të tyre amplituda e valës do të ishte shumë e vogël. Vala e përhapjes në vendin e thyerjes do të ishte në fillim me një amplitudë që nuk do të ishte e përfillshme në thellësi të detit. Kurse në disa pjesë të strukturës vala duket sikur do të lëvizte në një sipërfaqe të kufizuar si në një kanal. Prandaj do të konsiderojmë lëvizjen e valës në një kanal përgjatë drejtimeve x dhe z . Duke neglizhuar forcat e Koriolsit për shpërndarjen viskoze këto ekuacione do të jepen në formën:

$$\frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{Dw}{Dt} = \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Duke përdorur variablat jodimensionale, mund të shikojmë rolin e termave jolineare (të cilat lidhen me derivimet horizontale) në ekuacionin e mësipërm është lidhur me parametrat dimensionale Ho/Lo . Roli i $w(\delta w/\delta z)$ mund të kuptohet më mirë në shpejtësinë vertikale që

është llogaritur për nivelin e detit. Parametri rezultat një dimensional është raporti i amplitudës së valës (ζ_0) me thellësinë H_0 . Kur këto parametra janë të vegjël termat jolinear janë gjithashtu të vegjël dhe ekuacioni i linearizuar i lëvizjes jepet nga raportet:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Kushtet kufitare për ekuacionet e linearizuara për sipërfaqen e lirë dhe për fundin e detit janë dhënë si më poshtë:

- Në sipërfaqen e lirë ($z=0$) është ekuacioni:

$$w(z=0) \simeq \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

- Dhe në fund ($z=-H$)

$$W=0$$

Për valën progresive:

$$\zeta = \zeta_0 \cos(\omega t - kx)$$

Përhapja në fund të kanalit nuk ka asnjë kufi dhe zgjidhjet e marra për shpejtësinë dhe presionin janë:

$$u = \zeta_0 \omega \frac{\cosh[k(z+H)]}{\sinh(kH)} \cos(\omega t - kx)$$

$$w = -\zeta_0 \omega \frac{\sinh[k(z+H)]}{\sinh(kH)} \sin(\omega t - kx)$$

$$p = -\rho g z + \rho g \zeta_0 \frac{\cosh[k(z+H)]}{\cosh(kH)} \cos(\omega t - kx)$$

Sipas zgjidhjeve të mësipërme do të kemi relacionin e dispersionit që do të lidhë frekuencën e lirë (ω) dhe numrin e valëve si më poshtë:

$$c^2 = (\omega/k)^2 = g/k \tanh(kH)$$

Kjo formë e përgjithshme përhapje varet në relacionin midis gjatësisë së valës dhe thellësisë së ujit. Duhet të konsiderojmë dy raste: valët e shkurtra ku gjatësia e valës është në të njëjtin rend me thellësinë dhe valët e gjata ku gjatësia e valës është më e madhe se thellësia e ujit.

$$\tanh(kH) = \frac{\exp(kH) - \exp(-kH)}{\exp(kH) + \exp(-kH)} \simeq 1$$

$$cs^2 = \left(\frac{\omega}{k}\right)^2 = \frac{g}{k} = \frac{gL}{2\pi}$$

Duke u nisur nga ekuacionet e mësipërme atëherë shpejtësia fazore është përcaktuar si:

$$cs^2 = \pm \frac{g}{\omega}$$

Nga valët e gjata ($kH \ll 1$)

$$\tanh(kH) = \frac{\exp(kH) - \exp(-kH)}{\exp(kH) + \exp(-kH)} \simeq kH$$

$$cl^2 = \left(\frac{w}{k}\right)^2 = gH$$

Vala e gjatë dhe vala e shkurtër shfaqin një shpejtësi të ndryshme të përhapjes së energjisë, e cila quhet shpejtësi në grup:

$$cg = \frac{dw}{dk}$$

Për përhapjen në grup shpejtësia e grupit do të jetë:

$$cg = \frac{w}{2k} \left[1 + \frac{2kH}{\sinh(2kH)} \right]$$

Rastet e shkurtra dhe të gjata të valëve reduktohen në një formë më të thjeshtë:

Për valën e shkurtër: $cg = \frac{g}{2w}$

Për valën e gjatë: $cg = \sqrt{gH}$

Shpejtësia e grupit për valët e gjata është e barabartë me shpejtësinë e fazës, prandaj këto janë valë jo-dispersive. Nga ana tjetër grupi i shpejtësive për valët e shkurtra është gjysma e shpejtësisë fazore dhe këto janë valë dispersive. Perioda e valës së cunamit varion nga 5 deri në 30 minuta. Për periodën e caktuar T_p dhe thellësinë e ujit H gjatësia valore L mund të llogaritet nga ekuacionet e mësipërme. Për këtë qëllim një metodë interacioni mund të përdoret pasi nga ky ekuacion shpërndarje është nënkuptuar një lidhje me gjatësinë e valës. Në tabelat e mëposhtme llogaritjet janë paraqitur në periudhë më të shkurtër 5 minuta dhe në periudhën më të gjatë 30 minuta. Gjatësia e valës e dhënë nga formula e plotë është krahasuar me formulën e valës së gjatë. Parametri i rëndësishëm tregon ndikimin e shpërndarjes në shumimin e valëve që është një raport i thellësisë në gjatësinë e valës.

Tabela 4.1 Gjatësitë valore si një funksion i thellësisë për periodën 5 minuta.

Thellësia(m)	10m	100	1000	5000
Gjatësi valore(I,86) km	2,971	9,389	29,494	63,962
Gjatësia Valore(I,88)km	2,971	9,397	29,715	66,445
H/L	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$7,8 \cdot 10^{-2}$

Tabela 4.2 Gjatësitë valore si një funksion i thellësisë për periodën 30 minuta.

Thellësia(m)	10m	100	1000	5000
Gjatësi valore(I,86) km	17,829	56,379	178,254	398,258
Gjatësia Valore(I,88)km	17,829	56,380	178,290	398,670
H/L	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$

Nga tabelat e mësipërme mund të nxjerrim këto konkluzione:

- 1) Për të njëjtën periodë një gjatësi vale e llogaritur nga formula e saktë dhe formula e valës së gjatë fillojnë të ndryshojnë kur rritet thellësia e ujit;
- 2) Raporti H/L rritet kur rritet thellësia e ujit;
- 3) Për periodën 5 minuta ndryshimet e mësipërme janë më të forta se për periodën 30 minuta.

Në përfundim efektet e shpërndarjes brenda një periodë të valës së cunamit janë të vogla dhe ato janë të forta në ujë të thellë për periodat e valëve të shkurtra. Ndërsa të gjitha konkluzionet e mësipërme janë të vërteta, është e rëndësishme të mbani mend se në ujë shumë të cekët përafrimet për amplitudën nuk qëndrojnë.

IV.3.4 Lëvizja një-dimensionale

Ky lloj modeli i valëve është më shumë i aplikueshëm në zonën e kanalit të Otrantos dhe në zonën e ndërmjetme të detit Adriatik dhe detit Jon. Këtë zonë mund ta marrim në konsideratë si një zonë komplekse për shkak të fizionomisë së saj bregdetare por gjithashtu dhe si një kanal në të cilin kemi disa ekuacione të veçanta të valëve që mund të gjenerohen nga cunamet.

IV.3.4.1 Hyrje në përhapjen e valës së gjatë

Për të ilustruar proceset e përhapjes së valës duhet të futet nocioni karakteristikave të rrugës që do të përshkojë kjo valë në det. Një përhapje e thjeshtë në hapësirë dhe në kohë është shprehur nga ekuacionet një dimensionale.

$$\frac{\delta\phi}{\delta t} = u \frac{\delta\phi}{\delta x}$$

Këtu e dhëna ϕ qëndron për cdo shkallë të densitetit, momentit, temperaturës ose kripësisë dhe u është shpejtësia. Nëse shpërndarja fillestare e të dhënës ϕ është dhënë si $\phi(x, 0) = \phi_0$, atëherë zgjidhja është:

$$\Phi = \Phi_0(x - ut) \quad \text{nëse } u > 0$$

dhe

$$\Phi = \Phi_0(x + ut) \quad \text{nëse } u < 0$$

Kjo e dhënë është transferuar në anën pozitive të x me shpejtësi $u > 0$ dhe në drejtimin negativ me shpejtësi $u < 0$. Përgjatë linjës $x - ut = \text{const}$ dhe $x + ut = \text{const}$, janë quajtur karakteristika të të dhënave që mbeten konstante në kohë. Për të demonstruar kalimin le të japim variablat e rinj të pavarur në drejtimin pozitiv x ; $\eta = t$ dhe $\zeta = x - ut$. Atëherë $d\eta = dt$ dhe $d\zeta = dx - udt$ dhe duke futur diferencat arrijmë në:

$$\frac{\delta\phi}{\delta\eta} = 0$$

Kjo tregon që ϕ mbetet konstante në kohë gjatë karakteristikës së kalimit. Shpejtësia e grimcave të lëngut e cila transferon të dhënë ϕ është dhënë nga:

$$u = \frac{\delta x}{\delta t}$$

Prandaj vendndodhja e grimcës në çdo kohë të dhënë është:

$$x = x_0 + \int_0^t u dt$$

Dy zgjidhjet e mësipërme janë formuar të ndara, le të konsiderojmë zgjidhjen e përgjithshme si një shumë të dy valëve:

$$\Phi(x, t) = \Phi_1(x - ut) + \Phi_2(x + ut)$$

Duke dhënë kushtin fillestar për ϕ :

$$\Phi(x, 0) = \Phi_0 = \Phi_1(x) + \Phi_2(x)$$

Dhe supozojmë që kushti fillestar është $\frac{\partial \Phi(x,0)}{\partial t} = 0$ dhe arrijmë në:

$$\Phi(x,t) = \frac{\Phi_0(x-ut) + \Phi_0(x+ut)}{2}$$

Si përfundim, shpërndarja fillestare e amplitudës ϕ_0 është ndarë në drejtimin pozitiv dhe negativ me amplitudë $\phi_0/2$. Për të ilustruar kalimin e përhapjes së të dhënës në negative dhe pozitive. Përhapjen e sinjalit fillestar të vendosur përgjat boshtit x në x_1 në momentin $t=0$ sic është treguar në figurë. Shpejtësia u është pjerrësia e karakteristikave:

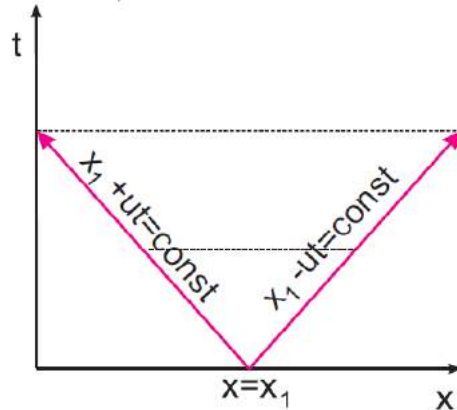


Figura 4.3 Përhapja e sinjalit nga pika $x=x_1$, $t=0$ përgjatë karakteristikës $x_1-ut=const$ dhe $x_1+ut=const$.

Marrim në konsideratë përafrimin e përgjithshëm për të ndërtuar karakteristikën. Për këtë qëllim derivimi i përgjithshëm i u është dhënë si me poshte:

$$du = \frac{\partial u}{\partial t} dt + \frac{\partial u}{\partial x} dx$$

Ekuacionet mund të shkruhen në formë matricore:

$$\begin{pmatrix} 1 & u \\ dt & dx \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial t} \\ \frac{\partial u}{\partial x} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ du \end{pmatrix}$$

Vendosja e përcaktuesve në zero jep ekuacionin karakteristikë:

$$dx = u dt$$

IV.3.4.2 Valët e gjata në një kanal

Konsiderojmë zgjidhjet numerike të ekuacioneve të lëvizjes dhe vazhdimësisë. Zgjidhjet e këtij sistemi janë kontrolluar nga skemat numerike me dy nivele kohe. Për ndërtimin e derivateve të kohës përdoret zakonisht një rrjet i stivosur.

$$\frac{u_j^{m+1} - u_j^m}{T} = -g \frac{\zeta_j^m - \zeta_j^{m-1}}{h}$$

$$\frac{\zeta_j^{m+1} - \zeta_j^m}{T} = -g \frac{u_j^{m+1} H(j+1) - u_j^{m+1} H_j}{h}$$

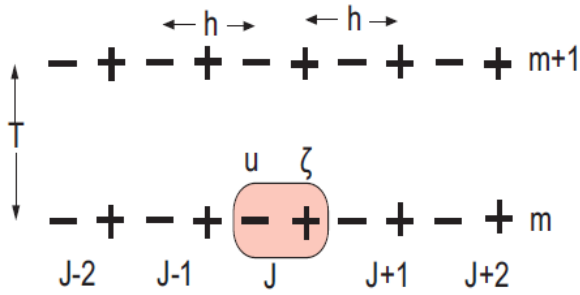


Figura 4.4 Rrjeta numerike e lëkundjeve për llogaritjen e nivelit të detit (ζ) dhe shpejtësisë (u). j është indeksi i hapësirës, h është hapi i hapësirës, m është indeksi i kohës dhe T është hapi kohës.

Rrjeta e lëkundjeve hapësinore është përdorur për të ndërtuar derivatet e hapësirës në ekuacionet e mësipërme. Në një rrjet të tillë variablat e përcaktuara me të njëjtin indeks j janë ndarë nga distanca $h/2$. Variablat e lokalizuara në vijat lidhëse dhe në kryqezimet janë vendosur në mënyrë të tillë që është arritur rendi i dytë në hapësirë. Thellësia H është marrë në pikat e nivelit të detit. Për të testuar stabilitetin ne do të testojmë se si ndryshon sinjali i amplitudës së oshilimeve nga ekuacionet numerike. Për këtë qëllim niveli i detit (ζ) dhe shpejtësia u janë paraqitur si komponentë të Fourier:

$$\zeta = \zeta * \exp(i\omega t) \exp(ikx)$$

dhe

$$u = u * \exp(i\omega t) \exp(ikx)$$

Shprehja e mëposhtme është forma diskrete e lexuar:

$$\zeta = \zeta * \exp(i\omega T m) \exp(ikjh)$$

dhe

$$u = u * \exp(i\omega T m) \exp(ikjh)$$

Ose

$$\zeta = \zeta * \lambda^m \exp(ikjh)$$

dhe

$$u = u * \lambda^m \exp(ikjh)$$

Duke zëvendësuar ekuacionet e mësipërme në një set ekuacionesh për λ do të derivohen në:

$$(\lambda - 1)u * + g \frac{T}{h} (1 - e^{-kh}) \zeta * = 0$$

$$H \lambda \frac{T}{h} (e^{-kh} - 1) u * + (\lambda - 1) \zeta * = 0$$

Sistemi i mësipërm ka një zgjidhje të parëndësishme nëse koeficienti përcaktues është i barabartë me zero:

$$\lambda^2 + (Q - 2)\lambda + 1 = 0$$

Këtu

$$Q = 4gH \left(\frac{T}{h} \sin \frac{kh}{2} \right)^2$$

$$\lambda_{1,2} = \frac{2 - Q \pm \sqrt{(Q^2 - 4Q)}}{2}$$

Për qëndrueshmërin $|\lambda| \leq 1$ është vlera absolute. Kjo rrjedh nga shprehja e mëposhtme që $|\lambda|=1$ nëse:

$$4gH\left(\frac{T}{h} \sin \frac{kh}{2}\right)^2 \leq 4$$

Shprehja e mësipërme për λ është:

$$\lambda_{1,2} = \frac{2 - Q \pm \sqrt{(4Q - Q^2)}}{2} = a + ib$$

Duke thjeshtësuar ne mund të shkruajmë:

$$\sqrt{gH} \leq \frac{h}{T}$$

Këto janë kushtet e ashtuquajtura të stabilitetit Courant-Friendrichs-Levi (CFL). Mosbarazimi mund të shkruhet si rrjet për dy distancat: distanca e përshkruar nga vala e gjatë, gjatë një kohe $lc=cT$ dhe masa e rrjetës h .

$$\frac{T\sqrt{gH}}{h} = \frac{lc}{h} \leq 1$$

Për qëndrueshmërinë distanca lc mund të jetë më e vogël se masa e rrjetës h . Por ky kusht nuk na garanton një riprodhim të saktë të valës. Një sinjal i riprodhuar nga ekuacionet mund të ndryshojë kryesisht në fazë. Që kur $\lambda = \exp(iwT) = a + ib$. Ndryshimet në fazë (ϕ) të sinjalit gjatë një hapi në kohë është:

$$\tan\Phi = \tan wT = \frac{\sqrt{(4Q - Q^2)}}{(2 - Q)}$$

Ku: $w=2\pi/Tp$ dhe Tp tregojnë periodën e valës. Numri jodimensional L/h përcakton zgjidhjet hapësinore dhe është i lidhur me numrin e valëve $k=2\pi/L$. Për proceset e zgjidhura mirë gjatësia e valës është e mbuluar nga shumë hapa në hapësirë ($kh \rightarrow 0$). Në një këtë rast $Q \rightarrow 0$ dhe nga ekuacioni tregon që kjo skemë numerike nuk do të ndryshojë në fazën $\phi \rightarrow 0$ për sinjalin. Duke marrë parasysh qëndrueshmërinë dhe hapësirën zgjidhjet na çojnë në një alternativë të vështirë: ndërsa hapat e shkurtër të kohës zvogëlojnë parametrin Q dhe e bëjnë stabilitetin me të fortë, hapi më i vogël i hapësirës paraqet zgjidhjen më të mirë hapësinore, por mund të shkaktojë në lidhje me formulën paqëndrueshmërinë e skemës numerike.

$$\zeta = \zeta_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{Tp}\right)$$

Këtu amplituda është $\zeta_0=100\text{cm}$ dhe perioda Tp do të merret nga 5 min në 0,5 për amplitudë. Indeksi i hapësirës shkon nga $j=j_s$ në rregullat e dorës së majtë (LHB) në $j=j_e$ në rregullat e dorës së djathtë. Shikojmë që indeksi j është përdorur për të dyja pikat. Megjithatë nëse është dhënë LHB e nivelit të detit, llogaritja e shpejtësisë fillon në $j=j_s+1$, një pikë e rrjetës nga kufiri i majtë vepron deri në ikën $j=j_e$. Llogaritja e nivelit të detit fillon në kufijtë e majtë ($j=j_s$) dhe vepron deri në pikën $j=j_e-1$.

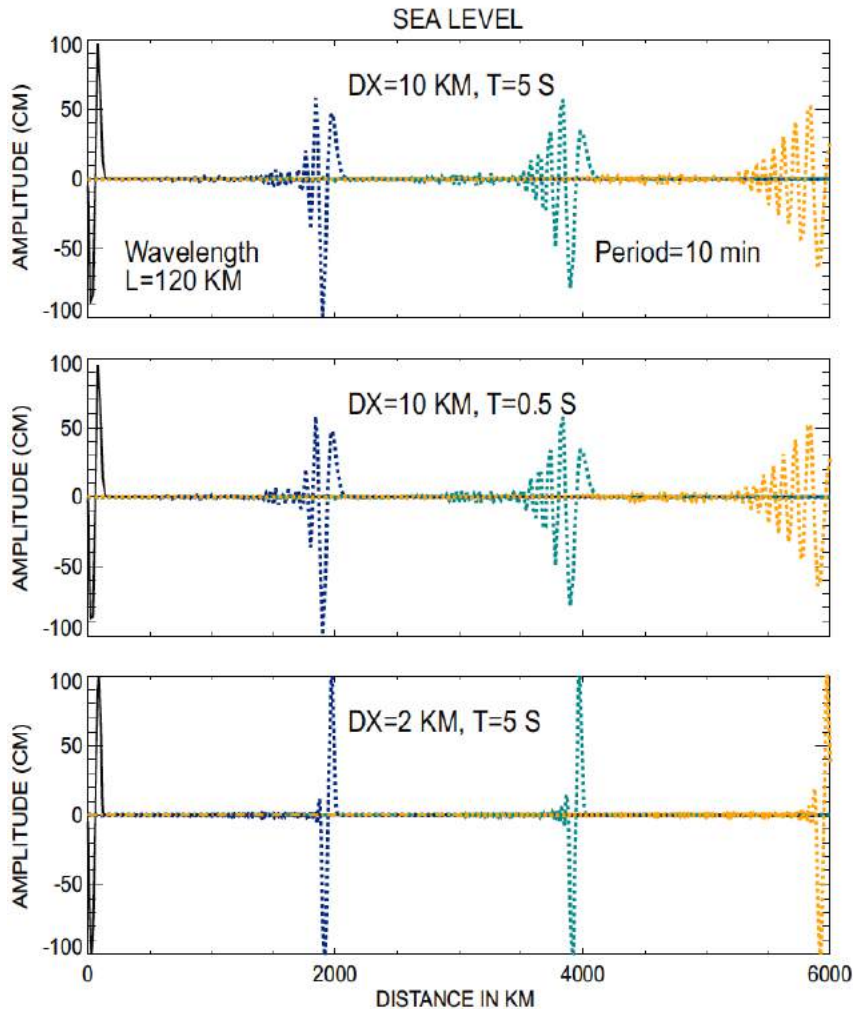


Figura 4.5 Përhapja e valës monokromatike me periodë 10 minuta gjatë kanalit me thellësi konstante. DX jep hapat në hapësirë (h) dhe T është hapi në kohë.

Seria e valëve që udhëtojnë, ka një rresht të valeve dytësore, që ndjekin valën kryesore. Hapi i shkurtër në kohë nuk ndryshon shpërndarjen, vetëm hapat e shkurtër në hapësirë i cili rrit numërin e SPW pengon shpërndarjen. Është gjithashtu e rëndësishme të kujtohet se gabimet numerike të shpërndarjes janë grumbulluese, dmth për distancat e gjata ajo do të bëhet mjaftueshmë e gjatë për të gjeneruar valën e shpërndarjes përsëri. Prandaj zgjedhja e indeksit SPEW do të varet nga distanca e përhapjes. Shpërndarja numerike varet nga një gabim të përafërit në skemën numerike dhe kjo mund të përcaktohet me anë të serive të Taylor (Kowalik dhe Murty 1993).

IV.3.4.3 Kushtet kufitare të oshilimit dhe përhapjes së valës së cunamit

Situata do të bëhet më e ndërlikuar nëse kanali është mbyllur nga një ose dy mure që do të merret parasysh për disa pjesë të fizionomisë së deteve tona. Kryesisht në pjesën pas Vlorës dhe Himarës që bregdeti është shkëmbor dhe do të paraqitet si një ndërprerje e kanalit për përhapjen e valëve. Vala e reflektuar nga muri fillon të ndërhyjë në përhapjen e valëve. Kanali i mbyllur në të dyja anët është i karakterizuar gjithashtu dhe nga oshilimet e veta, që ndonjëherë quhen dhe vet-oshilime. Ne duhet të hetojmë këto oshilime në lartësinë 1, të mbyllura në $x=0$ dhe $x=l$. në të dyja fundet, shpejtësia e pjesëve të ujit është zero.

$$U(u=0)=0 \text{ dhe } u(l=0)=0$$

Kushtet kufitare për nivelin e detit, mund të formulohen nëpërmjet ekuacioneve:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} | (x=0) = 0 \text{ dhe } \frac{\partial \zeta}{\partial x} | (x=l) = 0$$

Zgjidhjet në ekuacionet e përgjithshme për përhapjen në nivelin e detit:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0$$

Mund të shkruhen poshtë si një mbivendosje e dy valëve: duke vepruar në pozicionet negative dhe pozitive të drejtimeve të x:

$$\zeta = (A \exp(-ikx) + B \exp(ikx)) \exp(i\omega t) = 2A \cos kx \exp(i\omega t)$$

Kjo zgjidhje me kushtet e mësipërme përcakton oshilimet në një kanal të mbyllur. Duke marrë në konsideratë në fillim nivelin e detit kushti në $x=0$, sjell $A=B$, kështu që:

$$\zeta = A(\exp(-ikx) + \exp(ikx)) \exp(i\omega t) = 2A \cos kx \exp(i\omega t)$$

Kushtet kufitare në $x=l$ kërkojnë që:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} | (x=l) = 0 = \sin kl$$

Nëse $kl=n\pi$ ose të japim periodën pa ekuacionin e shpërndarjes ne arrijmë në shprehjen për periodat e vetoshilimit në një kanal të mbyllur:

$$T_{p,n} = \frac{2l}{n\sqrt{gH}}$$

Këtu $n=1, 2, \dots$ janë nyjet e oshilimit. Nyja e parë ($n=1$) përcakton periodën më të gjatë të oshilimit. Vetoshilimet janë uni-nyje për $l=\lambda/2$, binyje për $l=\lambda$, dhe trinyje për $l=3\lambda/2 \dots n$ -nyje për $l=n\lambda/2$. Për kanalin me një gjatësi l të hapur në fundin e majtë dhe me një thellësi H uniforme dhe kushtet kufitare kërkojnë $\zeta(x=0)=0$ dhe perioda e vetoshilimeve është dhënë nga (Kowalik dhe Murty, 1993, p 344)

$$T_{p,n} = \frac{4l}{n\sqrt{gH}}$$

Këtu $n=1, 3, 5, \dots$

Një mënyrë e duhur për të kërkuar për luhatjet e rezonancës është duke ndërtuar formën numerike për vet-valët nga ekuacioni i lëvizjes dhe vazhdueshmërisë duke neglizhuar termet e shpërndarjes dhe jolinearitetit. Një përafrim ndryshe është që të zbatohet oshilim i detyruar për sistemin tonë të ekuacioneve dhe të kërkohej përgjigja e rezonancës. Oshilimi i detyruar mund të aplikohet në domain-et e kufizuar në kufijtë e hapur, mënyra se si valët e jashtme hyjnë në një domain lokal. Ky përafrim mund të inkorporojë lehtë fërkimet dhe efektet jolineare. Ai gjithashtu na lejon që të konsiderojmë disa aspekte praktike që lidhen me zgjidhjet numerike kur ndodh ky forcim periodik. Në një kanal të hapur me thellësi 20m dhe 4200m gjatësi është aplikuar një sinjal sinusoidal në mënyrë të vazhdueshme. Pas udhëtimit të sinjalit nga e majta në të djathtë është bërë reflektim i valëve dhe ndodh një reflektim i energjisë brenda domain-it dhe e gjithë kjo shkakton që llogaritjet të bëhen të paqëndrueshme. Ky eksperiment hap pyetje të rëndësishme nëse kjo sjellje është për shkak të sinjalit sinusoidal në gjendjen e kufirit të hapur. Në vëzhgimet natyrore këto sinjale janë të përziera. Prandaj për të bërë llogaritje të qëndrueshme ne kemi nevojë për të futur në fushë

një sinjal përhapje të jashtëm nga domain-i. Vazhdimi i kufirit është përdorur në të majtë të kanalit:

$$\zeta(j=1) = \zeta_0 \sin \frac{2\pi t}{T_p} - u(j=2) \sqrt{(H(j=2)/g}$$

Kjo është një kombinim i sinjalit sinusoidal dhe valës së rrezantuar në të majtë drejt kufirit të hapur. Në këtë gjendje të re kufitare sinjalet e oshilimit në perioda të ndryshme janë aplikuar për të gjetur shpërndarjen e amplitudës dhe shpejtësisë në afërsi të periodës së rezonancës. Sipas formulës periodat e rezonancës për kanal me fund të hapur janë: $T_1=1200s=20min$, $T_2=200s=6,6 min$, $T_3=240s=4min$. Amplituda e llogaritur dhe shpejtësia për periodën më të gjatë të oshilimeve është dhënë në figurën mëposhtë. Amplituda e nivelit të detit me kufi të hapur në figurë është $\zeta_0=100cm$. Amplituda në nivelin e detit përshkruan shpërndarjen teorike me amplitudë të ngushtë në zë, në fund të hapur. Shpejtësia në anën tjetër ka maksimumin në fund të hapur të kanalit. Shpërndarjet e llogaritura në modën e dytë dhe të tretë përsëri janë konfirmuar nga shpërndarjet teorike. Kemi ndërtuar amplitudë në afërsi të fundit të hapur për perioda të rendit 1 min e 40 sek. Minimumi i amplitudës më të madhe janë periodat 4 min, 6,6 min dhe 20 minuta. Kështu përsëri konfirmojmë vlerat teorike për periodat e rezonancës. Ky funksion përgjigjet për amplitudën e nivelit të detit $j=3$ pikë në rrjetin për perioda të ndryshme të funksionit të detyruar është dhënë për rastin ideal dhe pa fërkime të poshtme dhe janë lënë pas dore kushtet jolineare. Kushtet e rezonancës nën shpërndarjen e proceseve jolineare sillen ndryshe, prandaj ata nuk mund të hetohen vetëm me frekuencën e vet, funksioni i përgjigjes është i njëjtë me funksionin e dhënë. Më mirë është që të përshkruhen kushtet e rezonancës në valët e ardhshme në fusha gjysëm të mbyllura.

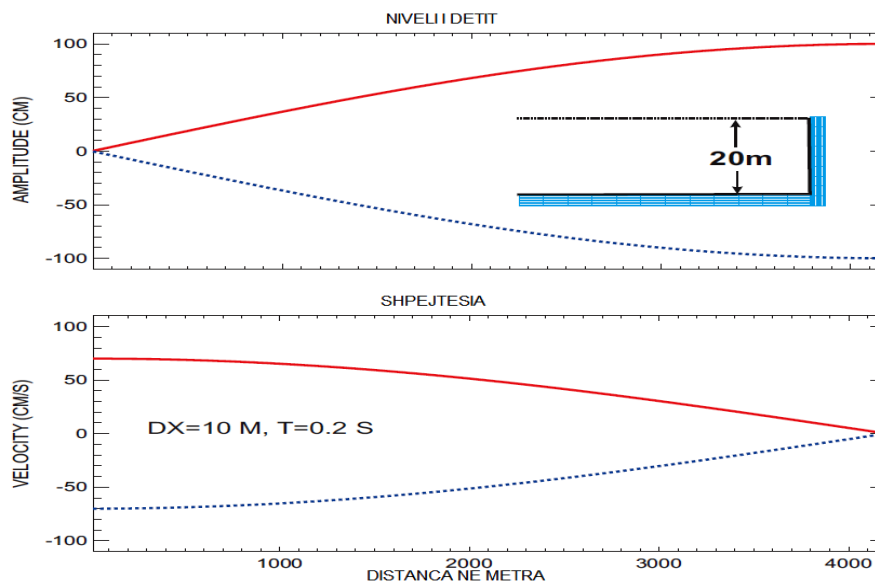


Figura 4.6 Amplituda e detit dhe shpejtësia e amplitudës përgjatë kanalit për modën e parë të rezonancës gjeometria e kanalit është paraqitur në hyrjet.

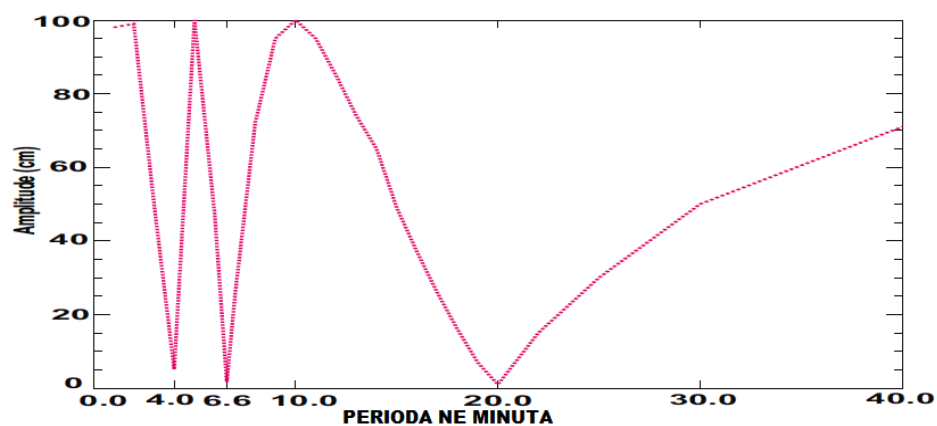


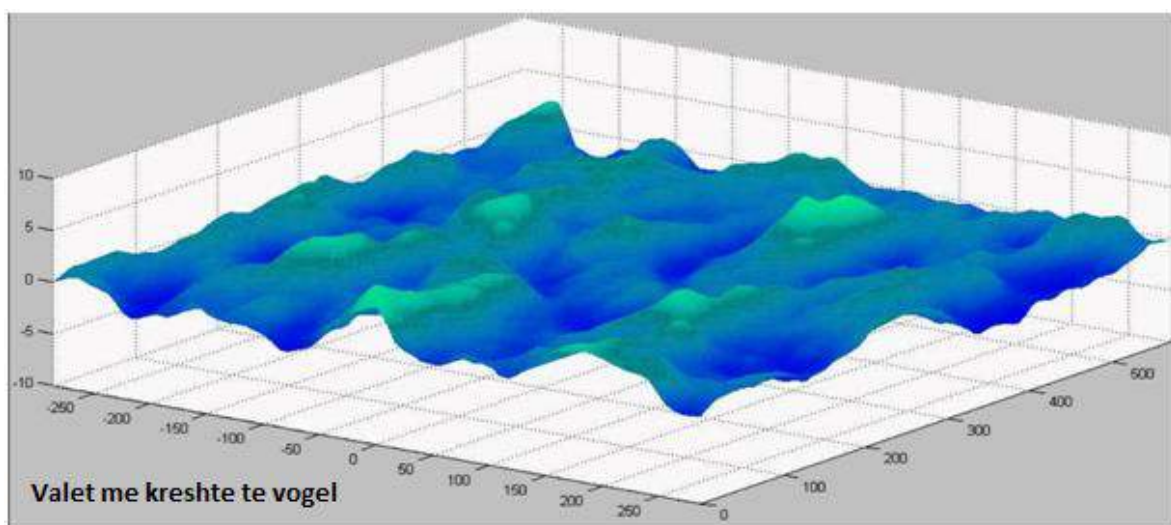
Figura 4.7 Amplituda e nivelit të detit me një fund të hapur të kanalit si një funksion në periodën e valës. Perioda e rezonancës jep minimumin e amplitudës.

IV.4. Modelimi numerik sipas modelit Boussinesq

Ky model i përhapjes së valës studion rregullat e ngritjes së valës fillestare të ujit kur ajo shkaktohet nga një tërmet nëntokësor. Një tërmet me një magnitudë të lartë do të gjenerojë një valë tipike N e cila do të përhapet në një distancë të caktuar, ndoshta dhe të madhe në det pa shkaktuar deformime. Magnituda dhe gjatësia e valës së cunamit lidhen me shkallët e lëvizjeve gjeologjike vertikale dhe horizontale, atëherë këto valë fillestare ose valët e vetmuara N do të përhapen si valë me karakteristika të veçanta nga valët e zakonshme të detit. Të dhënat e tyre do të na bëjnë që të kemi një kuptim më të qartë të formës së valëve të cunamit.

IV.4.1. Vala e cunamit e paraqitur sipas modelit te Boussinesq

Shumica e tërmeteve në basenet detare kur kanë një magnitudë të lartë gjenerojnë cuname te cilat do te na paraqiten me anë të një vale tipike si vala N. Modelet numerike dhe analitike që kemi marrë në shqyrtim janë gjithmonë në përputhje me të dhënat e cunameve bregdetare valët e të cilëve kanë si karakteristikë që kur arrijnë në bregdet në fillim të tërhiqen dhe pastaj avancojnë deri në plazh. Kjo teori klasike e këtyre valëve mund të jetë e përshtatshme për të modeluar disa nga valët e cunameve. Amplitudat e larta dhe të ulta të valës N na bëjnë që ta konsiderojmë atë si një valë të vetme e cila do të përhapet në të gjithë sipërfaqen. Zhvendosja fillestare të kësaj valë në sipërfaqen e lirë është e ndikuar nga një tërmet me një magnitudë të lartë dhe kjo valë ka karakteristikë se ka gjatësi valë të madhe dhe amplitudë të vogël. Për këtë lloj valësh shpërndarja mund të jetë e rëndësishme për shkak se numri i shpërndarjeve kh është e rendit $O(10^{-2}) \sim O(10^{-1})$. Për zgjidhjen e problemit linear, ndikimi i valës në sipërfaqen e lirë që shkaktohet nga lëvizjet e shtratit të detit mund të zgjidhet në mënyrë analitike duke përdorur teorinë potenciale të lëvizjes dhe ekuacionet linearizuara. Përsa i përket aplikimeve praktike të këtyre ekuacioneve lineare KdV ato janë të përshtatshme për modelimin në det të hapur. Në momentin kur vala përhapet në zonën e bregut dhe i afrohet plazhit, këtu nuk luan më rol të rëndësishëm ekuacionet lineare pasi efektet që ajo sjell në breg bën që këto ekuacione të vazhdojnë të zgjidhen sipas modeleve jolineare. Ekuacionet NSW dhe Boussinesq janë të përshtatshme për dinamikën e modelimit në zonën e përhapjes në det të valës së cunamit.



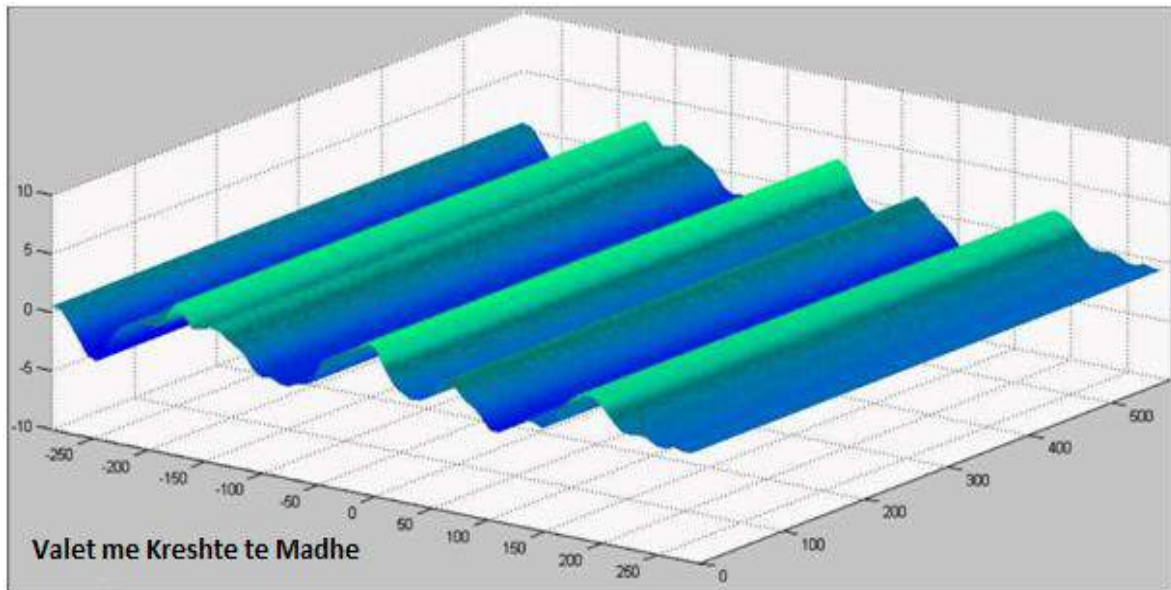


Figura 4.8. Valët e gjeneruar me kreshtë të shkurtër dhe të gjatë.

IV.4.2 Ekuacionet drejtuese të valës sipas Boussinesq

Për ndërtimin e ekuacioneve drejtuese të valës do të supozojmë që lëngu është i pangjeshshëm dhe rrjedhja është irracionale. Atëherë kjo do të na japë kushtet kufitare kinematike dhe kushtet dinamike në sipërfaqen e lirë të cilat do të jenë:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \tilde{w} + (\tilde{V} - \tilde{w} \nabla \zeta) \nabla \zeta = 0$$

$$\frac{\partial \tilde{V}}{\partial t} + g \nabla \zeta + \frac{1}{2} \nabla [\tilde{V} \tilde{V} - \tilde{w}^2 (1 + \nabla \zeta \nabla \zeta)] = 0$$

Ku:

$$\mathbf{V} \equiv \nabla \Phi(x, y, \zeta(x, y, t), t) = \tilde{u} + \tilde{w} \nabla \zeta$$

Më sipër shikojmë që simbolet do të jenë: ζ që është ngritja e sipërfaqes, t është koha, g është nxitimi gravitacional, $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, 0)$ është gradienti i operatorit horizontal.

Kushtet kufitare kinematike të fundit të detit mund të formulohen si:

$$w_b + u_b \nabla h = -h_t$$

Ku u_b është vektori i shpejtësisë horizontale dhe w_b është komponenti i shpejtësisë vertikale në fundin e basenit. Atëherë $\tilde{u}$ është vektori i shpejtësisë horizontale dhe $\tilde{w}$ është komponenti vertikal i shpejtësisë i përcaktuar në sipërfaqen e lirë.

Termi i katër tregon ndryshimin në kohë që do të ketë sipërfaqja në fundin e detit. Fusha në të cilën do të marrim parasysh shtrirjen e valëve mund të shprehet si më poshtë me anë të ekuacioneve:

$$u(x, y, z; t) = \cos((z - \tilde{z}) \nabla) \tilde{u} + \sin((z - \tilde{z}) \nabla) \tilde{w}$$

$$w(x, y, z; t) = \cos((z - \tilde{z}) \nabla) \tilde{w} - \sin((z - \tilde{z}) \nabla) \tilde{u}$$

Në ekuacionet mësipër $\hat{u}$ dhe $\hat{v}$ janë komponentët e shpejtësisë të marra në një nivel arbitrar $z=\hat{z}$. Ekuacionet e mësipërme arrijnë të shprehin rregullat e lartësive të valëve dhe ndërtimin e tyre në bazë të modelit të valëve Boussinesq.

Por deri tani kemi marrë parasysh ndërtimin e një vale teke N. Por duke u nisur nga fakti që valët ujore nuk mund të jenë valë teke dhe gjithashtu dhe valët e cunamit nuk mund të shprehin si valë teke atëherë ato i paraqesim me anë të serive të pafundme të Taylor-it të cilat janë përcaktuar si më poshtë:

$$\cos(\lambda \nabla) = 1 - \frac{4\lambda^2}{9} \nabla^2 + \frac{4\lambda^4}{63} \nabla^4$$

$$\sin(\lambda \nabla) = \lambda \nabla - \frac{\lambda^3}{9} \nabla^3 + \frac{\lambda^5}{945} \nabla^5$$

Për valët e gjata në ujë dhe veçanërisht për valët e cunamit, ekuacioni i propozuar nga Boussinesq mund të sigurojnë saktësi të mjaftueshme për lëvizjen e përkohshme të valëve në plazh.

IV.4.3 Gjenerimi i valës së cunamit

Gjithë cikli i jetës së cunamit përfshin pjesën nga gjenerimi, tërmeti detar deri në përhapjen në bregdet. Parashikimi për gjenerimin e cunamit ofron informatat fillestare për studimet e mëvonshme të valës dhe të përhapjes së saj deri në breg. Motivi i kësaj pjese është për të studiuar që nga fillimi i valëve pranë burimit të tërmeteve nëndetare, duke përfshirë dhe rregullat e gjatësisë dhe lartësisë së valës. Profilin e lëvizjeve nëndetare do ta supozojmë që mund të zgjidhet me anë të ekuacionit që është paraqitur më poshtë:

$$\eta(x, t) = -2AC \operatorname{sech}^2(Cx) \tanh(Cx) \sin\left(\frac{\pi t}{2\tau}\right)$$

Parametrat në ekuacionin i referohen tabelës 4.3 në të cilën parametrat shkallë L, S, dhe τ janë të përfutuara nga Ward (2002). Figura paraqet profilet e tërmeteve me magnitudë më të madhe $M > 8.5$ (Riher). Zhvendosja horizontale $L=79\text{km}$, zhvendosja vertikale $S=5.66\text{m}$, perioda e tërmetit $\tau=22.64\text{s}$. Thellësia mesatare në detet është marrë 800m . Në figurë janë paraqitur format valore për një kohë 5 minuta pas tërmetit. Kur magnituda e tërmetit është më e vogël se 7.5 atëherë kemi dy forma valore që janë paraqitur më poshtë. Në të majtë kemi ngritjet e frontit dhe në të djathtë janë shpërhapjet e valëve. Kur magnituda është më e madhe se $M > 8.0$ do të kemi një zhvendosje që do të ndërtojë direkte valën N dhe shpërhapjen e saj. Përveç se studiojmë përhapjen e cunamit në det dhe në bregdet kemi mundësi që të studiojmë dhe formën valore duke u nisur nga vala N. Ngritjet relative të valës N të krijuara nga tërmete me një magnitudë të madhe dhe përhapja e saj është dhënë në tabelën më poshtë dhe është e një rendi të $O(10^{-5}) \sim O(10^{-3})$.

Tabela 4.3 Parametrat e tërmeteve nëndetare.

Magnitude	L(km)	C	A	Fault S (m)	Period (s)
6.5	8	1	0.182	0.56	2.24
7.0	14	0.5	1.3	1.0	4
7.5	25	0.27	4.27	1.78	7.12
8.0	45	0.15	13.8	3.17	12.68
8.5	79	0.1	36.8	5.66	22.64
9.0	141	0.05	130	10	40
9.5	251	0.03	385	17.8	71.2

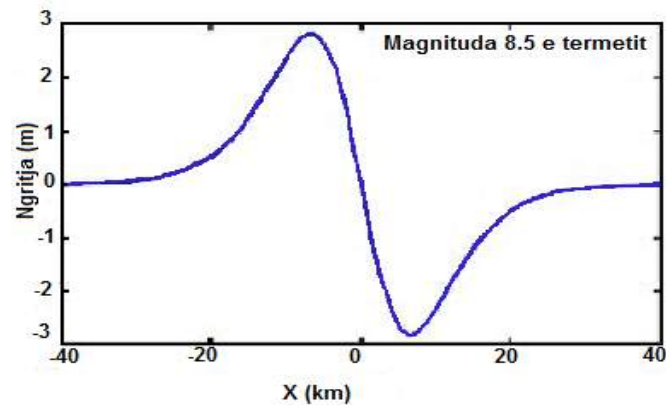


Figura 4.9 Profili i valës për një tërmet me magnitudë më të madhe se $M > 8.5$.

Më poshtë do të kemi profilet e gjeneruara për valët e cunamit nga tërmete me magnituda të ndryshme. Këto profile janë marrë nga simulimet e valës duke u bazuar në tabelën më sipër me të dhënat e valës së cunamit dhe tërmeteve të magnitudave të ndryshme. Duhet të kemi parasysh që rezultatet janë bazuar në simulimet në një zonë konstante të ujit gjatë gjenerimit të cunamit, disa minuta pas ndodhjes së një ngjarjeje të termetit në det. Megjithatë lartësia relative e valës dhe gjatësia e valës mund të ndryshojë gjatë deformimit dhe shpërhapjes gjatë një fundi konstant dhe të pabarabartë.

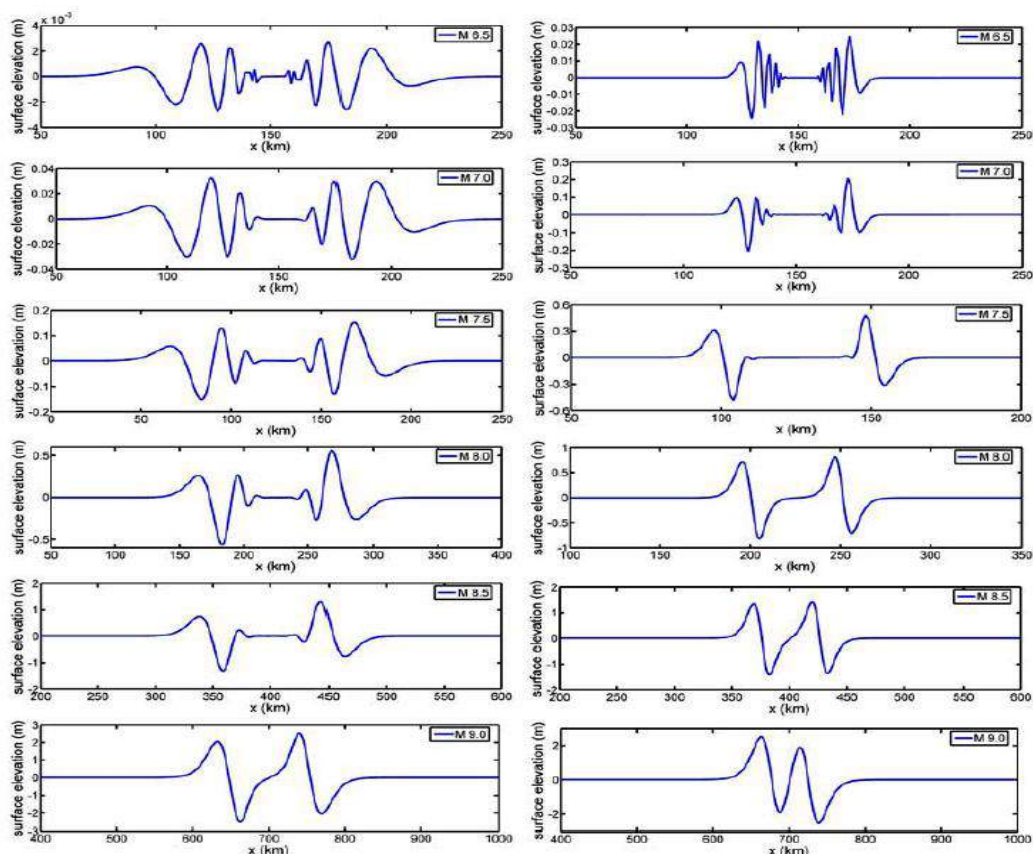


Figura 4.10 Ngritja e sipërfaqes e ndikuar nga tërmetet me magnitudë të ndryshme. Paraqitja e ngritjeve në ujë te cekët $h=800\text{m}$.

IV.4.4 Përparimi i valëve të cunamit

Shkatërrimi zonës bregdetare nga ngjarjet e cunamit është shkaktuar nga veprimi i përhapjes së tij në det dhe në bregdet. Këtë pjesë të studimit e kemi paraqitur duke u nisur nga fakti dhe supozimet e përhapjes së valës së cunamit në bregdetin tonë në shekujt e mëparshëm. Depozitimet ranore të përhapura deri thellë në tokë në një pjesë të zonave tona bregdetare na kanë dhënë një informacion shumë të madh për përhapjen e valëve të tilla të cunameve historike. Në dekadat e mëparshme është bërë përpjekje e madhe në studimin e valëve të vetmura sepse nga forma e tyre mund të ndërtojmë të dhëna për të gjithë grupin valor të cunamit. Shumë rezultate të dobishme janë marrë nga metodat analitike dhe metodat numerike si dhe eksperimentet e modelit fizik. Një fund i sheshtë me një plazh me këndin θ është veprimi siç është në figurën e mëposhtme. Origjina e sistemit koordinativ është në pozicionin fillestar të bregdetit në pikën në boshtin x në drejtim të detit të hapur, kushtet fillestare duke përfshirë lartësinë, sipërfaqen dhe fushën e shpejtësisë janë vendosur si vijon:

$$\zeta(x) = H \operatorname{sech}^2[k(x - x_1)]$$

$$k = \sqrt{\frac{3H}{4h^3}}$$

$$u = \sqrt{\frac{g(H + h)}{h}} \zeta$$

$$c = \sqrt{g(H + h)}$$

Ku H është lartësia e valës, h është thellësia e ujit, k është numri i valëve, u është shpejtësia horizontale në sipërfaqen e lirë, c është nxitimi i valëve të vetmuara. x_1 është kushti fillestar i kreshtës të valës. Vlera e $x_1 - x_2$ është e barabartë me gjysmën e gjatësisë së valës së vetmuar. Përcaktimi i gjysmës së gjatësisë në letër është në distancën $x = L/2$ larg nga kreshta, zhvendosja vertikale e sipërfaqes së lirë të reduktuar në 5% të lartësisë së valës. Kjo na jep (Synolakis 1987):

$$\frac{L}{2} = \frac{\operatorname{arccosh}(\sqrt{20})}{k}$$

Fusim një parametër γ i cili do të paraqesë rastin nëse do të ishte një kreshtë e vetme:

$$\zeta(x) = H \operatorname{sech}^2[k(x - x_1)]$$

$$k = \gamma \sqrt{\frac{3H}{4h^3}}$$

Atëherë mund të themi që nëse $\gamma > 1$ është një kreshtë e vetme më e vogël se një valë e vetmuar dhe nëse $\gamma < 1$ është një kreshtë e vetme më e shpejtë se vala e vetmuar. Shkalla horizontale e valës së madhe të cunamit është e rendit $O(10\text{km})$ - $O(100\text{km})$ ndërkohë që H/h është e rendit $O(10^{-5})$ - $O(10^{-3})$. Maksimumi i veprimit të një kreshte të vetme ka vlerën:

$$R = 3.043H\sqrt{kct_0}$$

Nga këtu do të kemi:

$$t_0 = \frac{x_0}{\sqrt{gh}} = \frac{h \cot \theta}{\sqrt{gh}}$$

$$c = \sqrt{g(H + h)}$$

Për valët e mëdha të vetmuara të cunamit, vlera e ndryshimeve e paraqitur nga modeli Boussinesq tenton të jetë pak më e vogël se zgjidhjet analitike të NSW. Zgjidhjet numerike janë krahasuar me zgjidhjet analitike. Rezultatet janë të gjitha për valët e pathyeshme. Veprimi maksimal i një vale të vetmuar krahasohet me një kreshtë më të madhe dhe një kreshtë të hollë. Zgjedhim lartësinë relative e valës $H/h=0,01$. Kreshti i vogël ka një vlerë të madhe veprimi. Kreshti më i vogël ka volumin më të madh të ujit i cili rrit presionin hidrostatik. Presioni hidrostatik i madh lidhet me rezistencën e madhe të valës. Kështu me të njëjtën lartësi vala më e madhe është me një veprim më të vogël. Kjo është paraqitur në figurën më poshtë ku në kohën e duhur kur vala të arrijë veprimin maksimal afër zonës së plazhit.

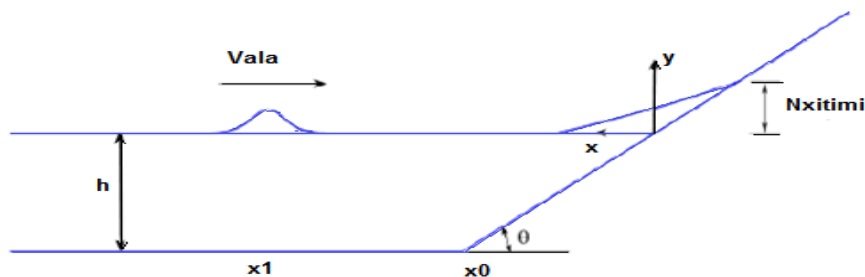


Figura 4.11. Përcaktimi i planit të plazhit me një shpat.

Tabela 4.4 Varësitë relative të marra për valën e cunamit.

Magnituda	6.5	7.0	7.5	8.0
Tërmeti në fund të detit ($h=4000\text{m}$)	$O(10^{-7})$	$O(10^{-8})$	$O(10^{-5})$	$O(10^{-4})$
Tërmeti afër bregut ($h=800\text{ m}$)	$O(10^{-5})$	$O(10^{-4})$	$O(10^{-4})$	$O(10^{-3})$

Në tabelën më sipër kemi paraqitur ndikimin që do të ketë vala e cunamit ose varësitë relative testojnë rastin e tërmeteve me magnituda të ndryshme më të mëdha se 6.5 dhe që mund të shkaktojnë cunam. Varësitë relative janë marrë për dy profile të ndryshme që janë për tërmetet afër bregdetit dhe për tërmetet në thellësi të detit. Shikojmë që tërmetet afër bregdetit kanë një varësi relative të valës të rendit shumë më të madh se tërmetet në thellësi të detit.

IV.5. Modelimi i cunamit sipas funksioneve të Green-it

Një rëndësi shumë të madhe në studimin e cunameve ka lokalizimi i burimeve të veçanta dhe një nga zgjidhjet për kryerjen e këtij studimi kanë funksionet e Green-it. Pasi ato janë funksione që tregojnë përhapjen e valëve si në rastin e një burimi të cunameve por dhe në rastin e shumë burimeve. Funksioni klasik i Green-it siguron një përgjigje globale lineare në impulse që forcojnë një lokalizim të veçantë burimi. Ai është tipi i një burimi dhe të gjithë marrës i funksionit të Green-it. Këtu do të paraqesim një tip të ri të funksionit të Green-it që do të quhet funksion i Green-it për të gjitha burimet (all source green's function ASGF).

IV.5.1 Funksioni i Green-it për të gjitha burimet

Për një sistem dinamik linear funksioni i Green-it është i domosdoshëm të përcaktohet si përgjigje e një sistemi të izoluar dhe me impulse të forcuara nga jashtë. Kjo për shkak se çdo forcë e jashtme mund të përfaqesohet si shuma e impulseve të izoluar dhe sepse për shkak të parimeve të mbivendosjes lineare, përgjigja e sistemit do të merret thjeshtë si një kombinim linear i funksioneve të Green-it.

Funksioni i Green-it mund të parallogaritet duke u nisur nga parametrat fizike dhe gjeometria e sistemit. Kjo parallogaritje nënkupton një kursim të madh kohe, i cili është i domosdoshëm kur ndodh një katastrofë dhe kërkohet një zgjidhje e shpejtë. Një funksion i Green-it është marrë tradicionalisht duke ngritur një kusht unik fillestar në një pikë të modelit të rrjetit. Ky është lloji i sistemit një burim dhe shumë marrës i funksioneve të Green-it ose shkurtimisht një burim i funksioneve të Green-it. Në këtë pjesë të studimit do të paraqesim një tip të ri të funksioneve të Green-it një-burim-shumë-marrës. Zgjedhim lirisht një pikë të interesit POI si një marrës. Një drejtues për N-burime krahasuar një-marrës për N! probleme. ASFG mund të përdoret si një mjet për të siguruar përgjigje të shpejtë në një ose disa POI-s për gamën e plotë të lokalizimeve të cunamit. Ajo lejon përcaktimin pothuajse të menjëhershëm të përgjigjes lineare në një ose disa POI-s për një cunam me origjinë kudo. Do të shikojmë që ajo gjithashtu fton futjen e dy llojeve të reja të dhënave të cunamit, një është specifikimi i kohës së mbërritjes dhe tjetra specifikon rritjen, pa marrë vendodhjen e një epiqëndre apo kthyeshmërinë në rrugën e udhëtimit të cunamit. Seksioni tjetër do të japë algoritmin themelor dhe përkufizimin matematikor të ASFG.

Për një sistem linear, mund të shkruajmë ekuacionin e evulimit për vektorin e gjendjes X , në formën e përgjithshme:

$$X^{(k)} = AX^{(k-1)} + BF^{(k-1)}$$

Ku $k=1, 2, 3, \dots$ tregon hapat e kohës, A është sistemi i matricave që mbyll modelin fizik, B është matrica e hyrjeve e cila projekton vektorin e forcave të jashtme F , në vektorin e gjendjes. Në momentin që cunami ka filluar nga një tërmet ose nga një rrëshqitje nëndetare, përparmi i tij është përcaktuar nga lëvizja e valëve të lira. Duke mos e marrë parasysh termin e dytë, atëherë ekuacioni i parë mund të paraqitet në formën e mëposhtme:

$$X^k = A^k X^{(0)}$$

Ku $x(0)$ është vektori në gjendjen fillestare, A^k përfaqëson fuqinë e sistemit të matricave. Në qoftëse janë kërkuar zgjidhje e të gjithë modelit të pikave të rrjetës atëherë ekuacioni parë do të ishte zgjidhja për efikasitetin kompjuterike, e cila për çdo hap të kohës përfshin një prodhim të një matrice me një vektor.

Supozojmë që këtu është vetëm një pikë kur kërkohet zgjidhja. Nga ekuacioni dytë, mund të shkruhet zgjidhja si në pikën i -të:

$$X^k(i) = A^k(i, :)X^{(0)}$$

Ku $A^k(i,:)$ përfaqëson rreshtin e i -të të fuqisë së k -të të sistemit të matricave, dhe kolona tregon të gjitha kolonat e matricës. Vështirësia këtu është që të bëjmë një llogaritje sa më të thjeshtë. Nqs si fillim llogarit të gjithë fuqinë e matricës A^k , dhe nxjerr rreshtin e i -të. Llogaritjet e lartpërmendura të funksioneve të Green-it të një burimi dhe shumë marrësa do të konsistojnë në një sekuencë prodhimesh të së njëjtës matricë A dhe një kolonë vektor, i cili do të ketë të njëjtën vlerë llogaritjesh si llogaritjet e funksionit të Green-it të një burimi dhe disa marrësa.

Përafrimet e ASGF nuk kërkojnë përdorimin e ndonjë modeli të veçantë. Ajo që kërkohet është që dinamika e modelit të jetë lineare. Kështu që mund të na lejohet që të zgjedhim modelin që na duket më i mirë. Ai nuk do të ndikojë në rritjen e realizimit apo të cilësisë së ndonjë modeli të veçantë që është përdorur, ai thjeshtë na jep një kuptim shumë eficient për gjetjen e përgjigjeve të shpejta në POI-it e veçanta.

IV.5.2 Aplikimi i problemit të cunamit me anë të Green-it dhe simulimet në kohë reale të përhapjes

Ky seksion do të tregojë dy aspekte të aplikimeve të ASGF në problemet e cunamit, në matjet e cunamit në kohë reale dhe së dyti në parashikimin e cunamit. Për këto dy aplikime është përdorur modeli i detit dydimensional numerik Heaps' të koordinatave sferike, por që është rishikuar në formatin e matricave. Kështu që sistemi i matricave A mund të prodhohet lehtësisht.

Është në mënyrë konceptuale shumë e përdorshme që të mendosh jetën e cunamit të ndarë në tre faza: fillimi, përhapja në det të hapur dhe veprimi përfundimtar në bregdet. Megjithatë simulimet në kohë reale për përhapjen e cunamit ende mungojnë, kryesisht për shkak të lëvizjes shumë të shpejtë të cunamit, kur kemi të bëjmë me zona shumë të mëdha. Edhe me llogaritjet masive paralele në një superkompjuter, është shumë e vështirë për të përparuar në kohë kundër një cunami, që lëviz me shpejtësi shumë të madhe. Burimet e kufizuara të përafrimeve të funksionit të Green-it mund të na japin një rezultat shumë të shpejtë, por për fat të keq vetëm për rastet në të cilat origjina e një cunami fillon brenda zonave burim që janë përcaktuar apriori. Figura parë dhe e dytë ilustrojnë rezultatet të bazuar në një sistem në një kohë reale të simulimit të cunamit.

Figura është marrë apriori nga një program për simulimin dhe monitorimin e përhapjes së cunamit. Kurse aplikimi i këtyre funksioneve të Green-it në sistemin tonë janë të përfshira në programet e Mirone dhe Geowave duke futur të dhënat e baseneve të deteve tona. Këtë pjesë të studimit do ta kemi të paraqitur në analizën e rezultateve në kapitullin tjetër.

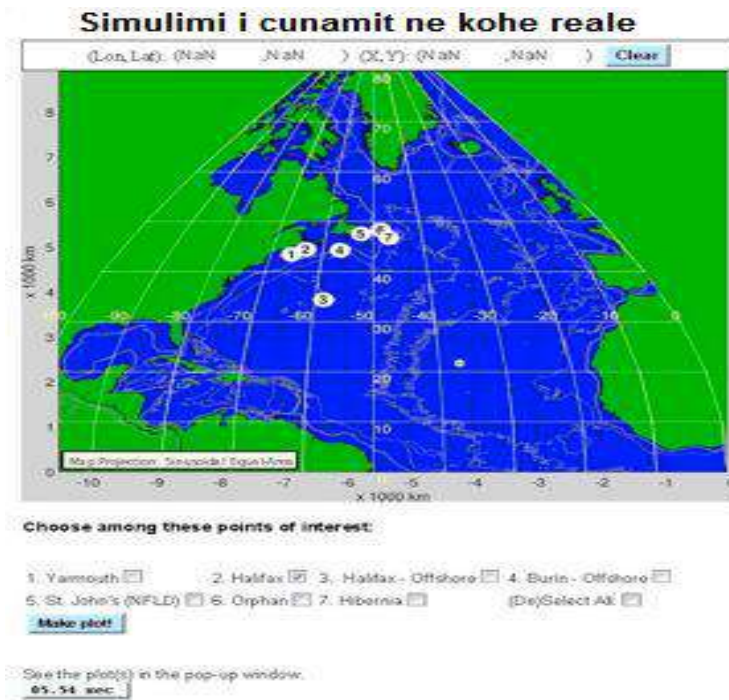


Figura 4.12. Ndërfaqja grafike e përdoruesit për sistemin e simulimit të cunamit. Dikush mund të zgjedhi pika kudo në hartë për të krijuar një poligon që përcakton rajonin burim dhe pastaj shikojmë një ose disa pika si kuti interesi. Shtypet butoni “bëni komplot” pastaj jep rezultate të tilla si ato të treguara në figurën 2. Është përdorur një hartë e zonës së barabartë e projektimit sinusoidale me një referencë me gjatësi 50°W.

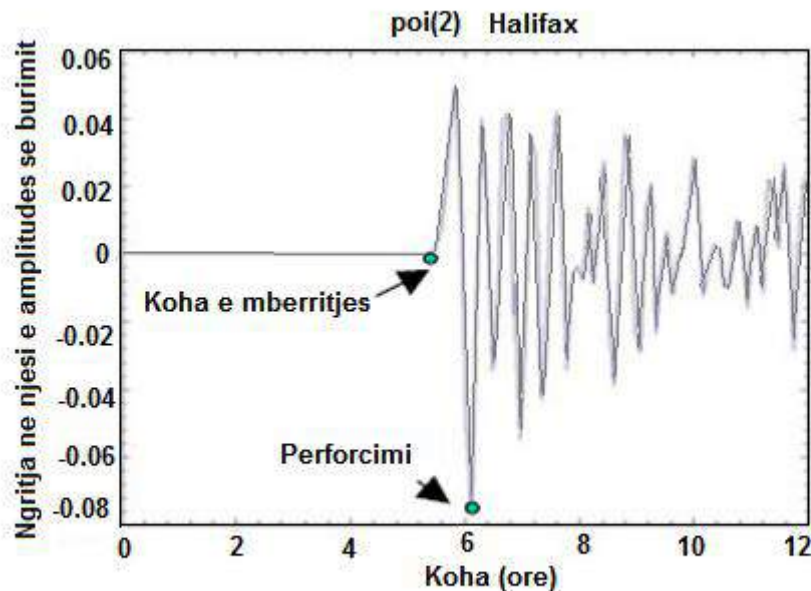


Figura 4.13. Kurba e arritjes së cunamit për pikat me interes në rajonin e forcuar dhe i specifikuar nga procedurat e përshkruara në figurën 1. Dy pjesët e infomacionit janë veçanërisht të rëndësishme, koha e parë e mbërritjes dhe amplitudë relativisht maksimale.

IV.5.3 Funkzioni i Green-it për të gjitha burimet dhe aplikimi i tij në një sistem dinamik në ujin e cekët: Ndërtimi numerik dhe aplikimi në problemet e cunamit.

Përhapja e cunamit në ujë të thellë (>50m, Shunto, 1991) i bindet dinamikës lineare. Për një sistem dinamik linear, çdo përgjigje e sistemit për një forcë arbitrare të jashtme mund të shprehet si kombinim linear i funksioneve të Green-it. Funksionet e Green-it mund të parallogariten për parametra fizike fikse dhe për gjeometrinë e sistemit, ndërsa parallogaritja nënkupton një kursim të madh kohe, e cila është e nevojshme në rastin kur ndodh një katastrofë dhe është e nevojshme një zgjidhje e menjëhershme. Një funksion i tillë të Green-it mund ti referohemi si një funksion me një-burim ose SSGF. Megjithatë një cunami mund të shkaktohet rrallë herë në një pikë burimi të vetëm. Një zgjerim i arsyeshëm për këtë është për të parallogaritur një seri SSGF të tilla që i korespondojnë një grupi të pikave burim në një rajon burimi të parasupozuar. Një ASGF fokusohet në një pikë marrëse në lidhje me të gjitha pikat e modelit të rrjetit si burime potenciale. Kostoja kompjuterike për një ASGF është e njëjtë me atë për një SSGF. Megjithatë një ASGF siguron përgatitjen e plotë për një pikë të interesit POI kundër të gjitha burimeve të mundshme. Cunami në kohë të ndryshme mund të arrijë në një POI në kohë të ndryshme dhe mund të ketë amplitudë të ndryshme të valës maksimale brenda një periudhe të caktuar. Seksioni do të tregojë sesi ASG mund të përdoret për bërjen e hartave të kohës së mbërritjes së cunamit dhe hartave të amplitudës për një POI.

IV.5.4 Kushtet kufitare të përhapjes të përhapjes së valës së cunamit.

Kushtet kufitare përbëhen nga rrjedhja zero e brigjeve normale ,

$U=0$ në përfundim dhe në lindje të brigjeve

$V=0$ në jug dhe në veri të brigjeve

Dhe kushtet e rrezatimit në kufijtë e hapura të ujit

$$\frac{\partial p}{\partial t} + c \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

Ku p mund të qëndrojë për U, V ose η , c për shpejtësinë e fazës, dhe ∂n do të thotë një segment pambarimisht i gjatë përgjatë drejtimit të jashtëm dhe normal me kufijtë të hapur. Për këtë studim vala e gjatë e gravitetit është:

$$c = \sqrt{gh}$$

Më sipër kemi paraqitur disa formula për përhapjen e valëve në një sistem linear të ujit të cekët. Këto formula të një sistemi linear na japin një ide shumë më të mirë përse i përket valëve dhe kushteve kufitare në një sistem për detet tanë Adriatik dhe Jon në një pjesë të profileve që kemi marrë në shqyrtim.

KAPITULLI V

V. ANALIZA E REZULTATEVE

Në këtë kapitull kemi paraqitur disa skenarë dhe kemi bërë gjithashtu analizën e të gjitha rezultateve që kemi nxjerre nga llogaritjet dhe simulimet me programet që kemi përdorur. Kemi marrë skenar për vlerësimin e rrezikut në të dyja detet si dhe kemi dhënë efektet që do të kenë ato në ekologjinë e zonave bregdetare dhe ekologjinë nëndetare.

V.1 Skenari i vlerësimit të rrezikut të cunamit me origjinë tektonike në Detet Adriatik dhe Jon

V.1.1 Formulimi i skenarit të rrezikut

Në këtë punim studiojmë rrezikun e cunamit të gjeneruar nga thyerjet në detet Adriatik e Jon. Pavarësisht nga fakti se pjesa më e madhe e cunameve sizmike është gjeneruar në oqeanë edhe në basenet e deteve të vogla si Adriatiku e Joni ku mund të ndodhin këto fenomenë. Një metodë e bazuar në një skenar është përdorur për të siguruar vlerësim të rrezikut të cunamit për herë të parë në këtë rajon. Burimet reale sizmike me potencial cunami janë gjetur për të modeluar deformimet e pritshme kosizmike, e cila lidhet direkte me sipërfaqen e ujit dhe është përdorur si një kusht fillestar për përhapjen e cunamit. Rezultatet sizmike tregojnë burime të shqyrtuara, dhe vetëm paraqet kërcënim shumë të lartë duke shkaktuar amplitudë vale deri në 4m, një të lartë, dy të ndërmjetëm dhe tre valë të ulët duke shkaktuar amplitudë më të vogël se 4 m në disa nga vendpushimet turistike përgjatë bregdetit Jonian-Adriatik.

V.1.2 Vlerësim i rajonit të deteve Adriatik dhe Jon

Rajoni Jonian-Adriatik (Figura 5.1) ka rritje të papritur ekonomike dhe turistike me rritje në popullësinë bregdetare dhe zhvillimin e zonave të mëdha të kohës së lëvizjes së lirë gjatë viteve të fundit, më shumë në pjesë të qyteteve bregdetare që janë vetëm disa metra mbi nivelin e detit duke i bërë ata objektivat e ardhshëm të një katastrofe në shkallë të gjerë, madje edhe në qoftë se lartësia e valës së cunamit është e moderuar. Ne kemi këtë në një nga zonat me aktive sizmike në të gjithë rajonin. (Makropoulos & Burton, 1981; Jackson & McKenzie, 1988; Papazachos & Papazachou, 1997, Sulstarova et.al., 2010, Ormeni et al., 2013). Kjo zonë ka qenë e prekur në mënyrë të përsëritur nga tërmete në magnituda të mëdha ($M > 7.0$) (Figura 5.1) që kanë shkaktuar shkatërrime të rënda dhe humbje njerëzore në shekujt e kaluar. Ngjarjet e mëdha të cunamit kërkojnë praninë e një shtrese të trashë uji që mund të gjendet vetëm në domain-et oqeanike, por ato mund të ndodhin dhe në basenet e vogla si detet Jon dhe Adriatik në të cilët gjatë periudhave historike janë raportuar shumë cuname. Kjo situatë kërkon zgjidhje urgjente për menaxhim sa më të mirë dhe një plan për zbutjen e rrezikut. Për këtë arsye është thelbësore për të përcaktuar potencialin e cunamit të rajonit dhe ky studim paraqet rezultatet e një përpjekje të tillë. Mungesa e të dhënave të regjistrimeve të drejtëpërdrejta e bënë vlerësimin rigoroz të amplitudës së pritshme të cunamit mjaft të vështirë, dhe analiza e të dhënave në dispozicion mbetet disi e diskutueshme. Çdo përpjekje për të vlerësuar një rrezik të cunamit, bazuar në metodologjinë statistikore të pastër, nuk do të jap rezultate të besueshme për shkak të mungesës së të dhënave dhe për shkak se

ata përdorin relacionet që lidh tërmetet me cunamet e cila nuk mund të jetë e bazuara mirë empirikisht (Tselentis et al., 2006). Kjo është një përjasje e përdorur në investigimet e tashme, duke u fokusuar në mekanikën e deformimeve tektonike të thyerjeve potenciale cunamogjene dhe mundësinë e tyre për rrezikun e një cunami në rajon.

V.1.3 Ngjarjet e cunameve në këto dete gjatë periudhave historike

Eventet e lidhura me valët e cunameve të besueshme në detet Adriatike dhe Jon janë listuar më poshtë nga Soloviev (në vitin 2000) dhe janë rivlerësuar nga Gerassimos A. Papadopoulos dhe Anna Fokaefsfrom. Nga katalogu i cunameve në tabelën 5.1, i cili është kompiluar për detet Adriatik dhe Jon, përmban 44 ngjarje të besueshme të cunameve. Pas rishikimit të burimeve të dokumentuara, përshkrimet shkencore dhe studimeve të tjera intensiteti maksimal K , për secilin nga 44 cunamet është përcaktuar në përputhje me shkallën e re të intensitetit të cunamit 12 ballësh të Ambraseys (1962) dhe Papadopoulos dhe Imamura (2001).

Tabla 5.1. Ngjarjet e Cunamit të besueshme të njohura në detet Adriatik dhe Jon, që janë në rajonin e Greqisë dhe të Shqipërisë.

Nr	Viti	Muaji	Dita	Rajoni	k	h (cm)
1	-373	Dimer		Gjiri perëndimor i Korinthis , Greqia Qëndrore		
2	66			Kreta Jugore	3	
3	365	07	21	Ishulli Kretes	5	
4	1270	03		Veriu i detit Jon	3	
5	1303	08	08	Ishulli Kretes	5	
6	1402	06		Gjiri perëndimor i Korinthis , Greqia Qëndrore	4	
7	1494	07	01	Ishulli Kretës	3	
8	1612	11	08	Ishulli Kretës	4	
9	1627	10	11	Gargano	5	
10	1633	11	05	Ishulli Zante , deti Jon	3	
11	1667	04	06	Jugu i detit Adriatik	3	
12	1742	02	21	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	3	
13	1748	05	25	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	4	1000
14	1794	06	11	Gjiri Korinthis qendror	3	300
15	1817	08	23	Gjiri Korinthis perndimor, Greqia Qëndrore	4	500
16	1833	01	19	Shqipëri	3	
17	1851	10	12	Vlora, Shqipëri	3	
18	1861	12	26	Gjiri perëndimor i Korinthis , Greqia Qëndrore	3	210
19	1866	01	02	Shqipëri	4	
20	1866	03	02	Vlora Shqipëri	3	
21	1866	03	06	Shqipëri	4	
22	1866	03	13	Shqipëri	3	
23	1867	02	04	Deti Jon	2	
24	1869	12	28	Vlora, Shqipëri	3	
25	1883	06	27	Veriu i detit Jon	3	
26	1887	08	27	Jugu i detit Jon	3	
27	1887	10	03	Gjiri Korinthis qendror	3	
28	1888	90	03	Gjiri Korinthis qendror	2	
29	1893	06	14	Vlora Shqipëri	3	
30	1898	06	02	Gjiri i Korinthis , Greqia Qëndrore	3	
31	1899	01	22	Jugu i detit Jon	3	100
32	1914	11	27	Ishulli Lefkada, Deti Jon	3	300

33	1914	11	27	Ishulli Lefkada, Deti Jon	3	
34	1920	11	26	Sazani, Shqipëri	3	
35	1947	10	06	Jugu i detit Jon	2	
36	1948	04	22	Ishulli Lefkada, Deti Jon	3	100
37	1953	08	12	Ishulli Kefalonia, Deti Jon	2	
38	1963	02	07	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	4	500
39	1965	07	06	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	3	300
40	1979	04	15	Mali i Zi	4	
41	1983	01	17	Ishulli Kefalonia, Deti Jon	2	
42	1984	01	11	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	3	
43	1995	06	15	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	3	100
44	1996	01	01	Gjiri Korinthis perëndimor, Greqia Qëndrore	4	200
• k = Intensiteti i cunamit si Sieberg-Ambraseys me shkallë me 6-balle; h = Lartësia maksimale e (amplituda) në bregdet.						

V.1.4. Nënrajonet dhe burimet sizmike të përzgjedhura

Hellenic Arc

Së bashku me Shqipërinë dhe Italinë, Greqia është karakterizuar nga aktiviteti më i lartë tektonik në Mesdhe. Për shkak të qytetërimit të saj shumë të lashtë, të dhënat e saj historike të tërmeteve dhe cunameve janë ndër më të gjatat në botë. Greqia është e karakterizuar nga mjedis shumë i komplikuar tektonik, e dominues nga subduksioni i litosferës Afrikane nën pllakën Euroziatike përgjat Hellenik Arc dhe orogjenit Shqipëtare (shih ndër të tjera, Benetatos ; 2004, L'aigle; 2004, Papazachos; 1990, 2000, 2006; Ormëni., 2010.). Hellenic Arc kufizohet në pjesën veri-perëndimore të saj nga një thyerje transformuese tektonike të njohur si thyerja transformuese tektonike Cephalonia (pjesa anësore e djatht) (respektivisht CFT në figurën 5.2). Subduksioni është i shoqëruar nga dominimi i sizmicitetit të cekët me thyerje mbihipëse me kënde të vogël përgjatë Hellenik Arc, thyerjet normale në zonën e mbrapme të harkut Egje (Aegean arc), dhe sizmiciteti me thellësi të ndërmjetme formojnë zonë të mirëpërcaktuar Benioff në jug të harkut Egje (Aegean).

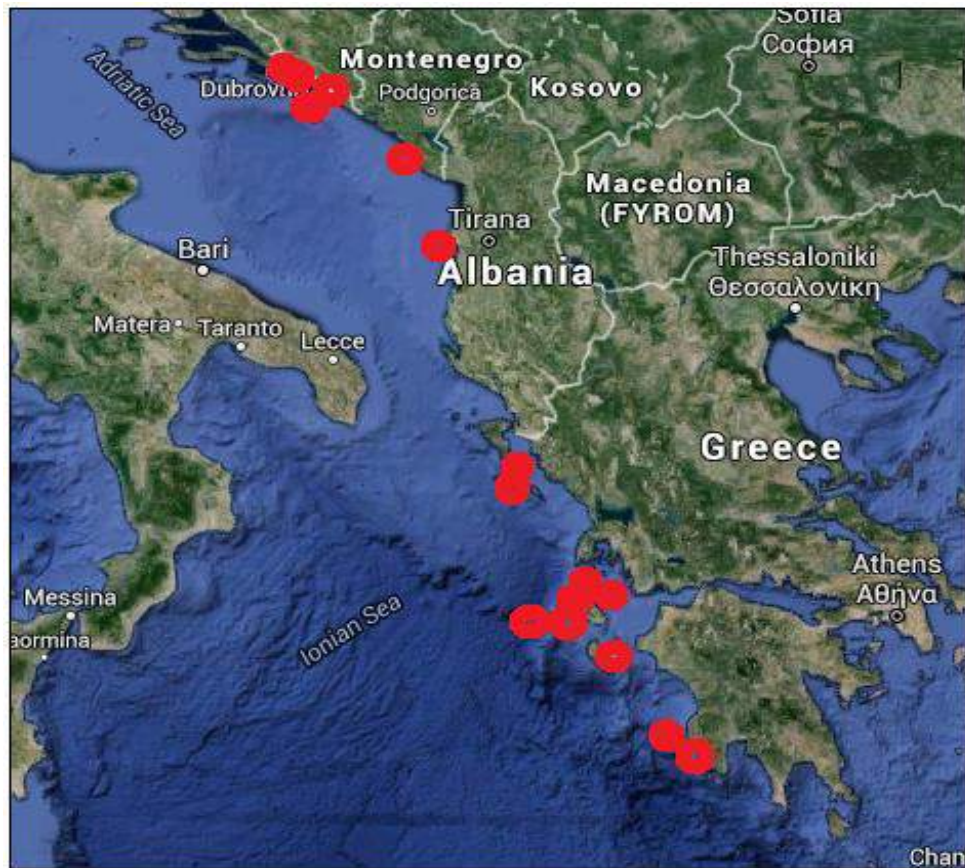


Figura 5. 1. Rajoni Ionik-Adriatik dhe tërmetet e ndodhur me magnitudë $M > 7$.

Magnituda më e madhe e raportuar në katalogun e tërmeteve për Greqinë (sipas Papazachos 2006) është 8,3 dhe i referohet tërmetit të ndodhur në 21 Qeshor 365 (Papazachos, 1996; Stiros, 2001; Stiros dhe Papageorgiou, 2001). Hipoqendra e këtij tërmeti është lokalizuar në det të hapur në Kretën perëndimore përgjate një thyerje mbihipse kryesore paralele harkut Helenik perndimor. Tërmeti gjeneroi cunam shumë të madh i cili ishte shumë shkatërrues përgjatë bregdetit të Kretës perëndimore dhe dihet që ka shkatërruar zonën e grykderdhjes së Nilit në Egjipt (Stiros, 2001; Stiros dhe Papageorgiou, 2001; Dominey-Howes, 2002; Papadopoulos, 2002). Në studimin aktual ne do të përqëndrohemi në burimet e tërmeteve cunamogjen dhe të marrim në konsideratë burim të dallueshëm përgjatë harkut Helenik. Ky është burim me dy segmente që veprojnë në paralel me pjesën perëndimore të hullukut duke imituar burimin që mund të ishte përgjegjës për tërmetin dhe cunamin me $M=8,3$ në vitin 365AD.

V.1.5. Konvergjenca midis orogjenit Shqiptar dhe mikroplakës së Adrias

Konvergjenca midis orogjenit Shqiptar dhe mikroplakës së Adrias është fiksuar përgjithësisht në det, bazuar në studimet sizmike të kryera aty. Në detin Jon, përgjatë rrëpirës Lefkas-Korfuz pjesa frontale e orogjenit është e ndërtuar nga Zona Jonike, dhe më tej, ajo përputhet me tërthoren Ishulli Othon-Dhërmi (shtytje e djathtë) përgjatë kalimit nga shelfi kontinental në thellësitë e Jonit. Këtu Zona Jonike është shumë e çvendosur në drejtimin JP me një largësi të konsiderueshme përgjatë thyerjes Ishulli Othon- Dhërmi të tipit shtytës (Aliaj, 1998). Fronti i orogjenit i përbërë nga Zona e Sazanit, në veri të thyerjes shtytëse të përmendur më sipër, fillon me pjerësinë kontinentale në JP të Malit të Kanalit dhe gadishullit të Karaburunit deri tek Ishulli i Sazanit. Në veri të tërthores Gjiri i Ariut-Dukat ka një

mbihypje të fuqishme që shënon kalimin nga Zona e Sazanit në Platformën Apuliane. Më tej, një tërthore me shtrirje L-P, në veri të Ishullit të Sazanit, shënon kalimin nga Platforma Apuliane në Basenin shqiptar (Aliaj, 1998). Më në veri, në tokë, fronti i orogjenit është i varrosur nën molasat e Depresionit Pranadriatik dhe mendohet të kalojë përgjatë linjës antiklinale Frakull-Durrës dhe më tej në detin Adriatik deri pranë tërthores Gjiri i Drinit-Lezhë. Më tej në drejtim veriperëndimor në detin Adriatik, fronti i orogjenit përbëhet nga zona e Krujës. Siç duket, fronti i orogjenit është prerë dhe çvendosur nga thyerje kryesore tërthore të tipit shtytës të përmendur më sipër.

V.1.5.1 Kontakti mbihipës i frontit orogjenik Shqiptar me mikroplakën Adria.

Fronti mbihipës i orogjenit në Shqipëri është i prerë dhe i zhvendosur nga ishulli Othoni në Dhërmi, në veri të ishullit të Sazanit, dhe thyerjeve strike-slip Gjirit Drini-Lezha, i cili e ndanë orogjenin në segmente të veçanta (Aliaj, 1998, 2000). Segmentet e mëposhtëm të frontit mbihipës orogjenike të orogjenit Shqiptar kanë qenë të njohura (Figura 2):

- Segmenti Lefkas-Corfu në drejtimin VP (LC)
- Segmenti Karaburun- Ishulli i Sazanit në drejtimin VP (KS)
- Segmenti Frakulla-Durrësi në drejtimin $\sim V$ (FD)
- Segmenti Lezha-Ulqini në drejtimin P-VP (LU)



Figura 5.2. Diferenca e konvergjencës jugore e pllakës euroasiziatike: përplasje e Adriatikut dhe Aegean Arc. Përplasjet ballore të segmentit të Adriatikut janë shënuar me shkronja të mëdha si më poshtë: LC-Lefkas-Korfuz, KS-Karaburun dhe ishulli i Sazanit, FD-Frakull-Durrës dhe LU-Lezhe_Ulqin.

Prerjet Strike-Slip të frontit të orogjenit nga jugu në veri janë si më poshtë: Ishulli Othoni-Dhërmi, në veri të ishullit të Sazanit dhe ngjarjet në gjirin e Drinit-Lezhës.

V.1.5.1.a. Segmenti Lefkas-Corfus (ne dete) ne drejtimin VP (LC)

Segmenti i pjerrët Lefkas-Corfus në drejtimin VP të frontit orogjenik mbihipën në platformën Apuliane (Sorel, 1989). Më në veri-veriperëndim, fronti orogjenik është prerë nga thyerja strike-slip Ishulli Othoni-Dhermi në drejtimin VL i cili përkon me kalimin nga shelfi kontinental në thellësi të hapur të Jonit ndërmjet Ishullit të Korfuzit dhe qytetit të Himarës. Përgjatë këtij segmenti një seksion i hollë që mbulon pjesërisht nga njëra tjetra zonën e Jonit ka qënë zhvendosur në jugperëndim për rreth 45 km, dhe ishte mbihipur mbi platformën e Apuliane.

V.1.5.1.b Segmenti Karaburun-Sazani (në detë) në drejtimin VP (KS)

Fronti orogjenik i zonës së Sazanit është i pranishëm në veri të thyerjes strike-slip të ishullit të Othonit-Dhërmi. Shpati kontinental në jug-perëndim të Malit të Kanalit është deformuar dhe si rezultati i disa thyerjeve të vogla kalimi nga monoklinali hipës i Mali i Kanalit për në platformën e Apulia-s ndodh përgjatë frontit të orogjenit të zonës Sazanit. Së bashku me këtë front Kretak karbonatet janë goditjet e pasme sipër në Triassic-un e sipërm dhe antiklinet e Cika të zonës Joniane, duke formuar një zonë trekëndore në thellësi. Shkarjet strike-slip në veri të Gjirit të Ariut-Dukas, do të ketë një goditje në drejtimin VP që shënon kontaktin e frontit Karaburun-Sazan nga platforma Apuliane (Figure 2; KS).

V.1.5.1.c Segmenti Frakulla-Durrësi (kryesisht ne orogjen) në drejtimin V (FD)

Në veri të kësaj thyerje trasversale me drejtim LP pranë ishullit të Sazanit kalimi nga platforma e Apulias në basenin Shqipëtar (Baseni jugor i Adriatikut) ndodh në detin e hapur të Adriatikut (Figurë 5.2; FD). Pjesa e përparme e orogjenit aty është varrosur nën molasa gjatë Periudhës së Miocenit të Mesëm të ekspozuara në tokë, në teren bregdetar të depresionit Periadriatik dhe mund të kalojë përgjatë vijës antiklinare të Frakull-Durrës të zgjerim pothuajse verior (Aliaj, 1998; Bega, 1995). Të dhënat sizmike tregojnë që antiklinarët e Mio-Pliocenë të depresionit Periadriatike janë lidhur me thyerje mbihipse dhe kundrahedhje (Aliaj, 1998 ; Biçoku, 1964). Këto janë quajtur antiklinarët over-fault (Aliaj, 1971) ose e përcaktuar nga Bicok (1964) si të vendosur në zona të ngushta të disa thyerjeve të mëdha që gjenden në mbulesën e Neogjenit. Disa nga këto thyerje duket të jenë struktura “flower” dhe “palm tree” që shoqërohen me mbihipse oblike (Aliaj, 2000). Drejimi verior i antiklineve Frakulla-Durrës (Figura 5.2) ka qënë subjekt i deformimeve shtytje të djathta të shoqëruara me kompresionin horizontal rajonal verilindje-jugperëndim oblike në kohën e post-Pliocenit. Në antiklinën e Durrësit thyerja kyesore është kundrahedhje me zhytje perëndimore që pret sedimentet Kurtenarit detar që janë akoma horizontale. Fronti orogjenik përgjatë segmentit Frakulla-Durrësit është shënuar në sipërfaqe nga hypje dhe kundrahypje. Përgjatë Ardenicës dhe antiklineve të Durrësit, të moshës së oligocenit dhe të kuartenarit segmentet e trasha klastike të pellgut të Adriatikut jugor (pelgu shqipëtar), janë shkëputur nga substrakti i tyre karbonatik dhe janë mbedhur në nivelin e Oligocenit klastic. Sedimentet clastic ishin kryesisht kundrahedhje të mëdha mbi strukturat hipëse frontale në zonën e Jonit duke formuar zona trekëndore në thellësi.

V.1.5.1.d Segmenti Lezha-Ulqini (ne dete) në drejtimin P-VP (LU)

Fronti orogjenik në veri i thyerje strike-slip të Gjirit Drini-Lezha në detin e Adriatikut (Figure 5.2; LU), i takonë zonës së Krujës (Aliaj, 1998; Dragasevic, 1983). Kundrahedhjet lokale të vrojtura në segmentet Karaburun-Sazan dhe Frakulla-Durrësi të hipjes ballore të zonës së kollizionit të Adriatikut, është mjaft e ndryshme nga kundrahypjet në Alpet perëndimore të shkaktuara prej futjes si pykë të litosferës Alpine dhe Apuliane (Roure et al., 1990). Në rastin Shqipëtar mikropllaka Adria (Pllaka e Adriatikut) është e paprekur nga ngushtime të tilla; në vend të kësaj ajo ka subduksion forta përgjatë deformimeve Alpine nën

Orogjenin Shqipëtar. Kufiri i jashtëm i brezit rrudhosës dhe hipës në Shqipëri është mbihapur në mikropllakën e Adrias, pjesërisht mbi platformën Apuliane dhe pjesërisht mbi basenin Shqipëtar.

V.1.6 Sizmiciteti dhe aktiviteti i cunamit ne rajonin Jonik-Adriatik.

Sizmiciteti në pellgun Jonian-Adriatik është i lidhur fort me karakteristikat tektonike të përshkruara më lart. Rajoni bregdetar i Shqipërisë dhe rajoni bregdetar i detit Jon paraqesin zonat më aktive sizmo-tektonike në rajonin e Mesdheut. Ajo është pjesë e rajonit të deformimit intensiv të vendosur midis dy pllakave të mëdha litosferike, pllaka Europiane dhe pllaka Afrikane. Pllaka Afrikane lëviz në drejtim të veriut në lidhje me Euroazinë me një normë me 10mm/vit (DeMets në 1990).

Konturet e saj kryesore zbresin përgjatë Hendekut Grek në shumicën e rasteve. Karakteristikat kryesore tektonike të cilat e vendosin detin Jon-Adriatik si një zonë me sizmicitet të lartë janë: subduksioni i pllakës Afrikane nën brigjet e Egjeut dhe përplasjet e mikropllakës së Adria në orogjenin Shqipëtar. Planet e thyerjeve për disa nga tërmetet e cekët dhe me thellësi mesatare janë publikuar (Sulstarova në., 1980 Taymaz në 1990; Papazachos në 1991, Muco në 1996; Ormëni në 2013) dhe kemi bërë një përqasje të këtij studimi. Janë marrë parasysh vetëm tërmetet me magnitudë më të madhe se 6.5. për më tepër për tërmetet më të cekët (thellësia më e vogël ose e barabartë me 30 km) janë plotësuar pasi potenciali cunamogjenik i ngjarjeve më të thella mund të neglizhohet (fig 5.3) (Ormëni et al, 2011). Duke qenë se cunamet në pellgun e Joniko-Adriatik si dhe në pjesë të tjera të botës gjenerohen nga tërmetet, ndaj nuk është cudi që shpërndarja gjeografike e cunameve historike në përgjithësi është e njëjtë me shpërndarjen e sizmicitetit. Duke marrë parasysh regjimin tektonik Jon-Adriatik dhe ngjarjet cunamogjenike të përshkruara në Tabelën 4.6 ne kemi përzgjedhur shtatë burimet potenciale sizmike që mund të përfaqësojnë një rrezik cunami në rajonet që prania e cunameve është vërejtur disa herë në të kaluarën, e lidhur ngushtë me tërmetet në det të hapur (në. 1633 dhe 1886, 1931), që ndikojnë në largësi të afërta si dhe në segmentet e largëta bregdetare (Tabela1).

Bregdeti perëndimor dhe lindor Jonian-Adriatik ka vuajtur në mënyrë të përsëritur nga tërmetet e mëdha në det të hapur të cilat kanë shkaktuar dëme dhe humbje njerëzore (Papazachos and Papazachou, 1997; Aliaj në 2010; Ormëni 2010, 2013). Dëmi ishte i vogël nga këto ngjarje për shkak të popullsisë së rrallë të rajonit në vitet e hershme. Pozita gjeografike, drejtimi goditjes, gjatësia dhe parametrat e tjera të secilit burim janë nxjerrë nga hartat e thyerjeve ekzistuese hartat e ngjarjeve, profilet e reflektimit që janë në dispozicion dhe referencat përkatëse sizmike janë paraqitur. Sot një tërmet i madh përgjatë sistemit Jonian-Adriatik me një sistem të ngjarjes në det mund të dëmtojë komunitetin bregdetar dhe efekti i saj do të rritet nga valët e detit të shkaktuar nga zhvendosjet e dyshemesë së detit (Daberdini & Ormëni., 2013, 2014). Për çdo nënrajon do të jenë të mundshme burime sizmike cunamigjene, qe do të marrim ato si bazë për të zhvilluar një skenar për përhapjen e cunamit nga burimi gjatë tërë pellgut Jonian-Adriatik (fig 5.4).

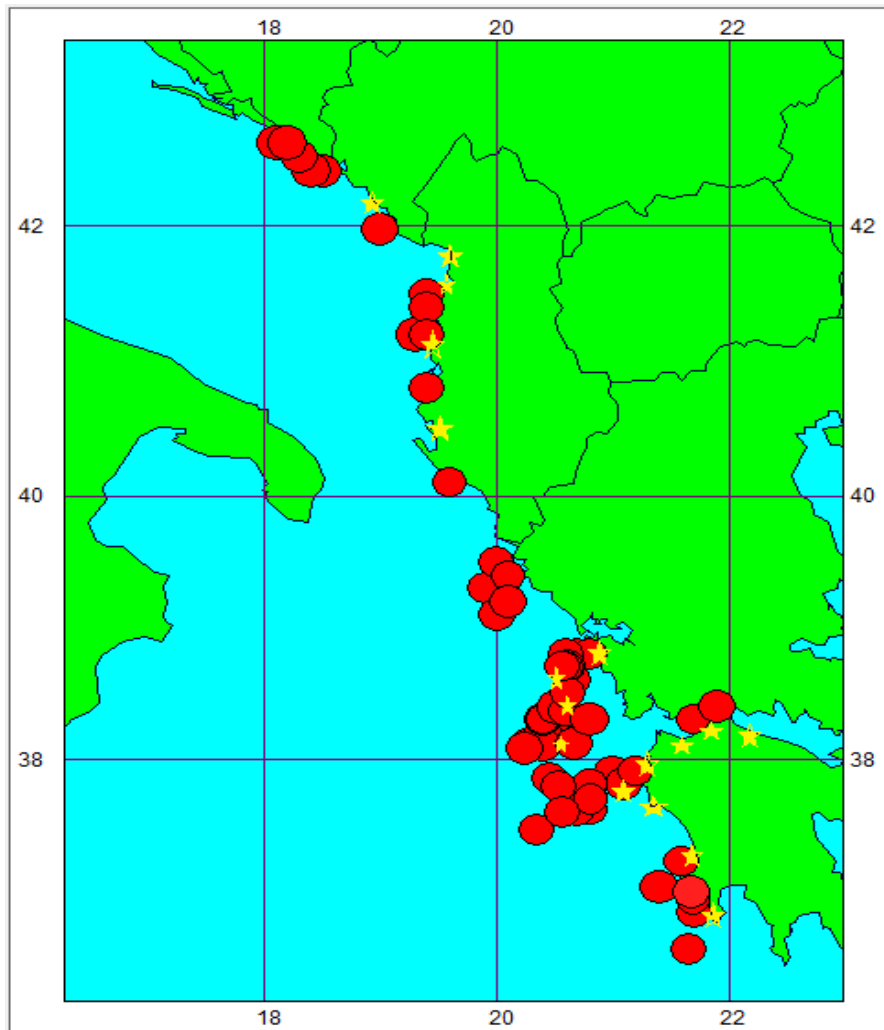


Figura 5.3. Tërmetet me $M > 6,5$ të ndodhur përgjatë Detit Jon-Adriatik burimet potenciale cunamigjene. Yjet tregojnë vendet ku janë raportuar cuname.

V.1.7. Burimet cunamogjenike në pellgun Adriatik-Jon

Më shpesh një zgjidhje e problemit është kërkuar për kushtet e një skenari që konsideron ngjarjet e mëdha që njihen dhe që kanë goditur zonën me interes gjatë historisë së kaluar dhe për të stimuluar këto ngjarje nëpërmjet modelimit numerik. Për shkak të konvergjencës të pllakave litosferike aktive, zona Adriatiko-Jonike është gjeodinamike dhe karakterizohet nga një sizmicitet i lartë. Cunamet janë ndër fenomenet më të dallueshme të lidhura me tërmetet dhe rrëshqitjet e tokës në pellgun e Jonik-Adriatik. Deri në kohët e fundit, megjithatë ka qënë gjithmonë një bindje që cunamet nuk kanë ndodhur në detin Jon apo që ata ishin aq të rrallë sa që ato nuk përbëjnë një kërcënim për komunitetin bregdetar. Cunamet katastrofike janë më të shpeshta në brigjet e Oqeanit Paqësor në të cilin janë dokumentuar cuname lokale dhe transoqeanike. Në të kundërt ndodhitë e mëdha të cunameve në detet Jon-Adriatik janë rregjistruar në disa dekada më parë dhe memorja e tyre është shumë jetëshkurtër. Dëmi ishte i vogël nga këto ngjarje për shkak të popullsisë së rrallë të rajonit në vitet e para. Sot një tërmet i madh përgjate sistemit të thyerjeve në detet Jon dhe Adriatik mund të dëmtojë shumë komunitetin bregdetar dhe efektet e saj do të rriten nga valët e detit të trigeruara nga zhvendosja e dyshemesë. Duke marrë parasysh rregjimin tektonik të deteve Jon dhe Adriatik dhe ngjarjet cunamore të përshkuara në Tabelën 1, ne kemi përzgjedhur shtatë burime potenciale sizmike që mund të përfaqësojnë një rrezik për cunamin në rajon

(Figure 5.4). Për këtë arsye studimi shkencor i cunamit në detin Jonik-Adriatik është lënë pas dore për një kohë të gjatë në krahasim me pjesët e tjera të botës. Deri në fillim të shekullit të 20 cunamet janë përmendur në mënyrë sporadike në përshkrimet e tërmetit ose katalogëve.

Deri në fillimet e shekullit të 20-të janë kryer disa kërkime pas ngjarjeve të mëdha të cunameve të tilla si rasti në Messina në Jug të Italisë (28 Dhjetor 1908).

Përpjekja sistematike për hartimin e katalogëve të cunamit për pellgun e Mesdheut filloi në vitet 60-të, ku janë bërë disa përparime në fushën e modelimit numerik dhe vlerësimit të rrezikut të cunamit.

Fillimi i viteve 1990 shënoi pikë kyçe kthese për shkencën e cunamit në rajonin e detit Mesdhe dhe në Europë në përgjithësi. Si rezultat i një serë projektesh kërkimore për gjetjen e saktë të kordinatave të cunameve është bërë progres i madh në rajonin e pellgut Jonik-Adriatik në të gjithë spektrin e plotë të shkencës së cunamit, teknologjisë dhe zbutjes së rrezikut. Figura 5.4 ilustron një hartë të përpiluar duke u bazuar në burimet e njohura sizmike dhe cunamigjene në rajonin e pellgut Jonik-Adriatik dhe një shkallë relative të potencialit të tyre për prodhimin e cunamit të llogaritur si një spirale në shpeshtësinë e ndodhjes dhe intensitetin e gjarjeve të cunamit. Përpilimi i bazave të të dhënave të besueshme të cunamit është me rëndësi të madhe për një gamë të gjerë të studimeve të ngjashme të cunamit: statistikave dhe vlerësimin e rrezikut të cunamit, modelimin numerik të valëve, funksionimin e sistemeve paralajmëruese të hershme, ndërgjegjësimi i publikut për fenomenin e cunamit në basenin Jonik-Adriatik.

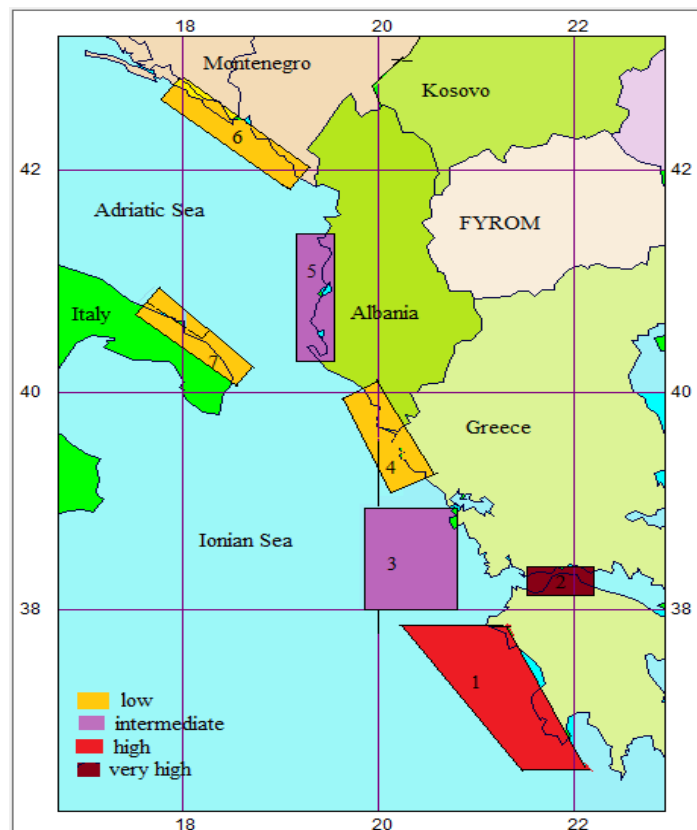


Figura 5.4 Zonat cunamogjene në detet Adriatik-Jon; 1= Harku Helenik Perendimor, 2= Gjiri Korinthit, 3=Kefalonia, 4=Lefkada-Korfuz, 5= Ishujt perëndimor të bregdetit Shqipëtar, 6=Lezhë Ulqinj, 7= Kepi Garganos (Mundësia e cunamit e çdo zonë klasifikohet në një shkallë relative sipas shpeshtësisë së ndodhjes dhe intensitetit të cunamit).

V.2 Efektet e mundshme të cunamit në ekosistemin detar nga gjenerimi i tij në detet Adriatik dhe Jon

Ky studim paraqet një model të thjeshtë për llogaritjen e ndryshimeve në strukturat bregdetare të detit Adriatik dhe Jon në rast se ato i nënshtrohen ndikimit të një cunami me dimensione detare. Përkundrajt faktit që shumica e cunameve sizmike janë gjeneruar në domain-e të mëdhenj siç janë oqeanet por edhe dete të vogla si deti Adriatik dhe Jon e përjetojnë këtë fenomen.

Ne do të studiojmë një sistem thyerjesh të lidhur me detin Adriatik dhe Jon. Studimi është kryer në bazë të strukturës bregdetare të këtyre deteve dhe se si kjo strukturë më vonë do të ndikojë në valën e cunamit. Cunamet janë një nga rreziqet më shkatërruese natyrore që ndikojnë në zonat bregdetare. Valët e tij janë të afta për shkatërrimin e objekteve në bregdet dhe riformimin e gjeografisë bregdetare, gjeomorfologjisë dhe ekosistemit. Këto valë kanë një gjatësi e tyre shumë të madhe më shumë se 100km, krijohen në det të hapur dhe transformohen në një seri valësh në sipërfaqen e detit dhe në zonat bregdetare. Pas valës së cunamit struktura bregdetare pëson ndryshime dhe këto ndryshime ndikojnë drejtëpërdrejtë në ekosistemin detar. Struktura e sedimenteve është formuar në bazë të një modeli të përafërt të ndërtuar nga Bruce E. Jaffe dhe Guy Gelfenbaum, 2007. (A. Daberdini, Rr. Ormeni (2013)). Ky model llogaritje është afërsisht bazuar në strukturën tonë bregdetare. Dallimi në madhësinë e grimcës së depozitave ka më shumë ndikim në shpejtësinë e valës së cunamit, se sa trashësia e saj.

Rezultati i këtij studimi tregon se si të ndërtojmë një model të përafërt për strukturimin që bregdeti shqipëtar mund të nënshtrohet nga aktiviteti sizmik, në të cilin në disa raste mund të zhvillohen cuname në dimensione detare. Struktura fizike mund të dëmtohet nga forca e valës në vetvete, tërheqja fizike e faunës dhe e florës dhe rritja e ngarkesës së sedimenteve të cilat mund të ndikojnë në speciet e ndjeshme nga sedimentimi dhe pengojnë zhvillimin e gjallesave bregdetare. Gjithashtu ndryshimet kimike mund të sjellin ndërhyrje në det, eutrofikimin (pasqyrimin) e ujit që rezulton nga rritja e nivelit të ujit, ujërat e zeza të papërpunuara dhe dekompozimin e florës dhe faunës. Mbeturinat jo biodetare mund të ndikojnë gjithashtu në rritjen e këtyre mbeturinave detare të krijuara.

V.2.1 Gjenerimi i cunamit në detet Adriatik dhe Jon.

Ngjarjet e mëdha të cunamit kërkojnë praninë e një shtresë të trashë të ujit që mund të gjenden dhe në pellgjet e vogla si Adriatiku e Joni ku cunamet janë raportuar gjatë periudhave historike. Në kuadër të njohurive gjeofizike të rajonit të Mesdheut evolucioni gjeodinamik i mikroplakës së Adriatikut luan rol shumë të rëndësishëm. (A. Daberdini, Rr. Ormeni 2014 ; Ormeni et al, 2015).

Shumë studime ndërkombetare janë kryer me qëllim të vlerësimit më të mirë të simicitetit në këtë rajon. Shqipëria është vendosur në brezin sizmik Alpin-Mesdhetar, që përfshin zonën e kontaktit midis pllakave të litosferës së Afrikës dhe Euroazisë. Orogjeni Shqipëtar dhe rrethinat e saj janë ndarë në dy domain-e tektonike: domain-i i jashtëm kompresues që vazhdon zonën e përplasjeve të Adriatikut (Albanidet e jashtëm), dhe domain-i i brendshëm zgjerues (Albanidet e brendshme) (Aliaj et al, 2001; Ormeni, 2011). Topologjia e tërmeteve në Shqipëri përfshin katër tipet e tërmeteve që janë tërmete me goditje kryesore dhe të ndjekur nga pasgoditjet, tërmetet e përbëra, tërmete me pasgoditje, grumbuj tërmetesh (swarms) (Ormeni et al, 2012). Paraqesim këtu rezultatet e analizave të simicitetit në Shqipëri dhe cunameve që mund të shkaktohen prej tyre në vendin tonë dhe vendet fqinje (Tinti, S. dhe Maramai, A. (1996) dhe (Tinti, S., Maramai, A. dhe Graziani, L. (2004)).

Një cunam ndodh pasi një masë e madhe e ujit është zhvendosur nga disa forca nga konfigurimi i tij i ekuilibrit. Graviteti vepron si forcë rivendosjeje, duke u kujdesur për të sjellë në masën e ujit të zhvendosur gjendjen e tij fillestare të ekuilibrit. Shumica e cunameve janë krijuar nga tërmetet nëndetare, por burimet mund të jenë dhe tërmetet afër bregdetit, rrëshqitjet e tokës dhe ndikimi i meteoriteve. Për shkak të mekanizmit të tyre të gjenerimit, periodat dhe gjatësitë e valëve që lidhen me cunamet janë më të gjata se ato që lidhen me valët e zakonshme të erës. Në figurën më poshtë kemi gjenerimin e valës së cunamit të shkaktuar nga një tërmet dhe mënyrën e përhapjes së saj në det të hapur dhe në tokë. Shikojmë që në det të hapur kemi rritjen e shpejtësisë dhe zvogëlimin e amplitudës kurse në tokë kemi rritje të amplitudës dhe zvogëlim të shpejtësisë. Uji do të marrë një zhvendosje të menjëhershme pas tërmetit dhe do të tentojë që të kalojë në pozicionin e tij të ekuilibrit.

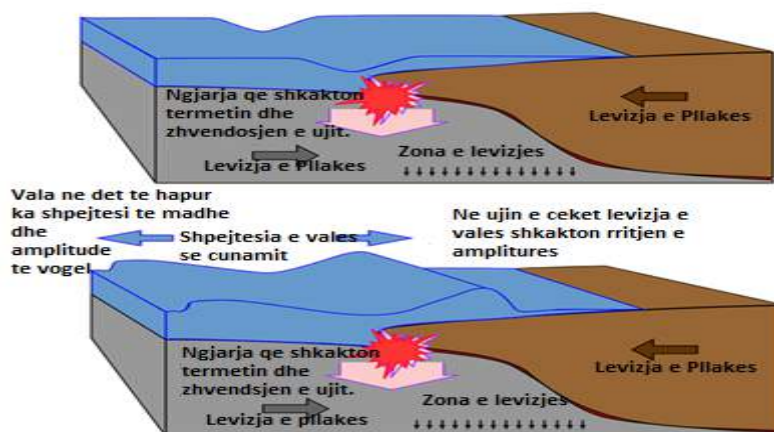


Figura 5.6 Ngjarje të cunamit nga një tërmet në det dhe mënyra e përhapjes së valës.

Më poshtë kemi tabelën që na jep lidhjen e thellësisë në metra me shpejtësinë dhe gjatësinë valore në km. Shpejtësia e valës varet nga gjatësia e valës dhe thellësia e ujit për cunamet në det. Të dhënat karakteristike janë treguar në tabelën më poshtë. Sa më thellë të jetë vala në uji aq më e madhe bëhet gjatësia e valës dhe aq më shumë rritet shpejtësia. Sa më shumë të afrohet vala në ujin e cekët dhe në breg aq më e vogël bëhet gjatësia e valës dhe aq më e vogël bëhet shpejtësia.

Tabela.5.2 Shpejtësia e valës, gjatësia e valës dhe thellësia

Thellësia (metër)	Shpejtësia (km/h)	Gjatësia e valës (km)
7000	943	282
4000	713	213
2000	504	151
200	159	48
50	79	23
10	36	10.6

Karakteristikat e mëdha tektonike të cilat e vendosin detin Jon si një zonë me sizmicitet të lartë janë: ndikimi i pllakës Afrikane nën mikropllakën Egje përgjatë kanalit perëndimor të

harkut Helen, dhe kalimi i thyerjeve nga Cephallonia në veri perëndim të harkut Helen e cila lidh kufirin e ndikimeve me përplasjet kontinentale mes mikropllakave të Apulias dhe kep-it Helen (Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S. dhe Shchennikova (2000)). Prania e cunamit është vënë re disa herë në të kaluarën lidhur me tërmetet në det të hapur të cilat kanë ndikuar si në domain-et e afërta, por edhe në bregdetet e largëta. Sot një tërmet bregdetar bazuar në energjinë e tij dhe tipin e mekanizmit vatëror do të gjeneronte një cumam, do të dëmtonte komunitetin bregdetar dhe efekti i saj do të rritej në varësi të valës së detit që do të shkaktonte zhvendosja e dyshemesë.

Rajoni i deteve Adriatik dhe Jon-it ka rritje të papritur ekonomike dhe turistike me rritje popullësie bregdetare dhe zhvillimin e zonave të mëdha të pushimeve verore gjatë viteve të fundit.

Shumë pjesë të qyteteve bregdetare janë vetëm disa metra mbi nivelin e detit duke i bërë ato objektiva të mundshëm për fatkeqësi në shkallë të madhe edhe nëse lartësia e shkallës së cunamit është mesatare. Kjo situatë kërkon zgjidhje urgjente për plan efektiv të menaxhimit të rrezikut dhe zbutjen e tij. Për këtë arsye është e rëndësishme për të përcaktuar potencialin e cunamit të rajonit dhe në këtë studim paraqitet si nga përpjekjet e para për një arritje të tillë.

V.2.2 Ndikimi i cunameve bazuar te intensiteti i tij

Madhësia e cunamit e shprehur në termat e intensitetit dhe magnitudës është parametër i rëndësishëm i futur në bazat e të dhënave moderne të cunamit. Këto parametra megjithatë janë të vështirë për të përcaktuar edhe për ngjarjet më të fundit. Papadopoulos (2003a) tregoi se shkallët tradicionale të intensitetit të cunamit karakterizohen nga disa mangësi të rëndësishme. Së pari, ato janë shkallë me 6-balle, prandaj nuk janë mjaft të ndjeshme. Së dyti shumica e tyre zakonisht janë të varur nga parametrat fizikë, si lartësia e valës në zonën bregdetare që do të thotë se ato janë me shumë shkallë magnitude se sa shkallë intensiteti, duke qënë se intensiteti duhet të përshkruajë vetëm efektet e ngjarjes natyrore (Aliaj Sh. ., Sulstarova E., Muço B., Koçiu S., (2001)). Pas përvojës së gjatë sizmologjike Papadopoulos dhe Imamura (2001) propozoi krijimin e një shkalle të re intensiteti të cunamit të bazuar në parimet e mëposhtme: (a) 'pavarësia' nga cdo parametër fizik dmth intensiteti është caktuar në bazë të vetme të ndikimit të valës së cunamit; (b) 'ndjeshmëria' përfshirja e një numri të ngjarjeve në mënyrë që të përshkruaj ndryshimet e vogla të efekteve të cunameve; (c) 'përshkrim i detajuar' i secilës ndarje të shkallës së intensitetit dhe duke marrë parasysh ndikimin e mundshëm të cunamit mbi mjedisin natyror dhe njerëzor si dhe ndjeshmërinë e ndërtesave dhe strukturave të tjera inxhinierike. Në detin Mesdhe intensiteti i cunamit k është vlerësuar në bazë të shkallëve me 6 ballë të Sieberg-Ambraseys shkallës së (Ambraseys, 1962). Në të kundërt amplituda e cunamit është llogaritur vetëm për disa ngjarje në bazë të shkallës së propozuar nga Murty dhe Loomis (1980) e cila është analoge me konceptin e madhësisë së momentit për tërmetet. Magnituda e cunamit, M_L , është përcaktuar nga E. Ku E është energjia potenciale e cunamit. (Ambraseys, N.N. (1962))

$$M_L = 2(\log_{10} E - 19)$$

V.2.3 Efektet në ekosistemin detar

V.4.3.1 Ndikimi i drejtëpërdrejtë i cunamit në ekosistemin bregdetar.

Ekosistemet e dobësuar nga një katastrofë e tillë si cunami ka të ngjarë të jenë më të prekshme për katastrofa të mëvonshme, nëse nuk ka patur kohë të mjaftueshme për

rikuperimin e tyre (A. Dabardini, E. Rogozi, Rr. Ormeni (2015)). Investimet në restaurimin e mjedisit mund të jenë strategji e mençur për shpejtimin e procesit të rigjenerimit, duke rritur fuqinë e përgjithshme dhe duke zvogëluar ndjeshmërinë ndaj rreziqeve të mëvonshme (Adger WN, Hughes TP, Folke C., Carpenter SR & Rockstrom J. (2005).). Nëse ndikimet ishin të vogla dhe rigjenerimi natyral është i shpejtë, investime të tilla mund të përmiresojnë situatën.

V.4.3.2 Ekosistemi në det të hapur

Në përgjithësi ndikimi i drejtëpërdrejt i cunamit kanë qenë masivet e pakonsoliduara në shpatet e shkëmbinjve nënujorë. Dëmtimet janë paraqitur kryesisht në gjire dhe të përcaktuara sipas topografisë bregdetare (Dorenbosch M., van Riel M.C., Nagelkerken I. & van der Velde G. (2004).) Shkaqet aktuale të rënies së shkëmbinjve nënujorë janë më të vështira për tu gjetur përsëri (Duarte C.M. (2002)). Ndikime të tjera mund të këtë dëmtimi i vazhdueshëm mekanik, të tilla si peshkimi me dinamit, gërryerja. Këto dëmtime edhe pse janë më të vogla në aspektet e shkallëve, janë të rëndësishme.

V.4.3.3 Ndotja e nëndetare

Ekosistemet rizofore luajnë rol të rëndësishëm si tampon kontrolli të ndotjes detare (Barbier EB & Sathirathai S. (eds) (2003).) Humbja e rizoforeve çon zakonisht në erozionin bregdetar dhe rritjen e sedimenteve (Aksorn Koa S. & Tokrishna R. (2003)). Shpesh herë fermat bujqësore të karkalecave janë ndikuar në ndotjen detare (Alongi, D.M. (2008)). Shkatërrimi i sistemeve të rizoforeve është shpesh përgjegjës për shkatërrimin e ekosistemeve në det të hapur, ndërsa shkatërrimi i sistemeve në det të hapur mund të ndikojë edhe në funksionimin e mjediseve të rizoforeve (Alongi, D.M. (2002)). Në çdo rast planifikimi i rehabilitimit duhet të marrë parasysh dhe integrimin e pellgjeve tambak dhe skemat për rimbjelljen e rizoforëve.

V.4.3.4 Dëmet e tërthorta dhe ndryshimet me impaktin e ekosistemit

Pasojat afatgjata të ndikimeve të impaktit shkatërrues në mjediset bregdetare janë në shumë të panjohura. Elasticiteti është kapaciteti i një ekosistemi të kërcej mbrapa në gjendjen e tij origjinale (Barbier E. & Cox M. (2002).) Ky kapacitet gjithashtu varet nga shumë variabla të cilat mund të ndryshojnë gjatë dhe pas fatëkeqësive. Proceset e passhkatërrimit gjeomorfologjik bregdetar janë megjithatë komplekse dhe të paktën si fillim duhet kuptuar sa duhet. E njëjta gjë mund të thuhet me siguri në lidhje me ndryshimet biologjike dhe modelet e vazhdimërisë, ku në shumicën e rasteve janë kryer sondazhe sistematike dhe ka të dhëna të detajuara dhe këto të dhëna ekzistojnë dhe deri në ditët e sotme (Cabreta, MA, Seijo, JC, Euano, J. dhe Perez, E. (1998)). Të kuptuarit e ndryshimeve të ekosistemit pas fatëkeqësive dhe dinamikës sociale është megjithatë kërkesë e rëndësishme për projekte serioze bregdetare të rindërtimit të ekosistemit.

V.3 Analiza numerike e marrë nga modeli numerik

Në këtë pjesë të analizimit të rezultateve kemi përdorur metodën numerike të thjeshtë dhe kemi marrë në shqyrtim ndërtimin e një skenari për amplitudën fillestare që do të kishim për cunamin në det dhe amplitudën që do të kishte vala në bregdet, përgjatë profileve të ndryshme. Me anë të formulave të dhëna tek metodologjia numerike do të marrim të dhënat dhe për shpejtësinë dhe kohën e mbërritjes së valës së cunamit në bregdet. Kemi nxjerrë lartësinë maksimale që mund të arrijë vala e cunamit në bregdetin tonë sipas profileve të përdorura.

V.3.2 Rezultatet e marra nga llogaritjet e shpejtësisë dhe kohës së mbërritjes së valës.

Për llogaritjet e shpejtësisë dhe të kohës së mbërritjes së valës në bregdet do të përdorim formulat e marra nga analiza numerike e rezultateve. Duke marrë parasysh që kemi të dhënat kryesore të valës, pa futur koeficientet e tjerë të fundit të detit, sedimentimit të bregdetit etj. marrim rezultatet për shpejtësinë e valës, shpejtësinë dhe amplitudën që do të kishte në bregdet. Të gjitha këto të dhëna të marra janë si rezultat bathimetrisë detare të nxjerra nga profilet e ndryshme, të distancës dhe të thellësisë. Rezultatet do ti paraqesim në formë tabelare dhe grafike sipas të dhënave që kemi marrë për prerjet bazë që shqyrtoam mbi bregdetet tona. Në tabelat do të marrim kohën e mbërritjes dhe shpejtësinë, të cilat janë në varësi të thellësisë dhe shpejtësisë.

Tabela.5.4 Matjet e nxjerra për Grykëderdhjen e Drinit

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e udhëtimit (s)
41.75279	19.59163	0	0	0	0
41.74608	19.58448	3125	25	15.66045976	199.5471428
41.73936	19.57733	6250	37.5	19.18006778	325.8591196
41.73265	19.57018	9375	25	15.66045976	598.6414283
41.72594	19.56304	15625	50	22.14723459	705.505689
41.71923	19.55589	18750	50	22.14723459	846.6068268
41.71251	19.54874	21875	75	27.12471198	806.4601761
41.7058	19.54159	25000	80	28.01428207	892.4019518
41.69909	19.53444	28125	85	28.876461	973.9766933
41.69237	19.52729	31250	90	29.71363323	1051.705786
41.68566	19.52014	34375	90	29.71363323	1156.876365
41.67895	19.51299	37500	95	30.52785613	1228.386292
41.67224	19.50585	40625	100	31.32091953	1297.056428
41.66552	19.4987	43750	113	33.29459416	1314.02713
41.65881	19.49155	46875	125	35.01785259	1338.602928
41.6521	19.4844	50000	138	36.79374947	1358.926468
41.64538	19.47725	53125	150	38.36013556	1384.901258
41.63867	19.4701	56250	175	41.43368195	1357.591152
41.63196	19.46295	59375	200	44.29446918	1340.460809
41.62524	19.4558	62500	238	48.31956126	1293.47201
41.61853	19.44866	65625	300	54.24942396	1209.690264
41.61182	19.44151	68750	350	58.59607495	1173.286778

41.60511	19.43436	71875	400	62.64183905	1147.396071
41.59839	19.42721	75000	500	70.03570518	1070.882342
41.59168	19.42006	78125	600	76.72027112	1018.309749
41.58497	19.41291	81250	800	88.58893836	917.1573958
41.57825	19.40576	84375	850	91.31538753	923.9954216
41.57154	19.39862	87500	900	93.96275858	931.2199995
41.56483	19.39147	90625	925	95.25885786	951.3550975
41.55812	19.38432	93750	1050	101.4913789	923.7237781
41.5514	19.37717	96875	1050	101.4913789	954.5145707
41.54469	19.37002	100000	1100	103.8797382	962.6516371
41.53798	19.36287	103125	1125	105.0535578	981.642147
41.53126	19.35572	106250	1150	106.2144058	1000.335116
41.52455	19.34857	109375	1150	106.2144058	1029.756738
41.51784	19.34143	112500	1150	106.2144058	1059.178359
41.51113	19.33428	115625	1163	106.813061	1082.498703
41.50441	19.32713	118750	1175	107.362703	1106.063807
41.4977	19.31998	121875	1150	106.2144058	1147.443222
41.49099	19.31283	125000	1175	107.362703	1164.277691
41.48427	19.30568	128125	1175	107.362703	1193.384634
41.47756	19.29853	131250	1175	107.362703	1222.491576
41.47085	19.29138	134375	1175	107.362703	1251.598518
41.46414	19.28424	137500	1163	106.813061	1287.295755
41.45742	19.27709	140625	1150	106.2144058	1323.972948
41.45071	19.26994	143750	1150	106.2144058	1353.394569
41.444	19.26279	146875	1150	106.2144058	1382.81619
41.43728	19.25564	150000	1138	105.6587905	1419.664179
41.43057	19.24849	153125	1138	105.6587905	1449.240516
41.42386	19.24134	156250	1138	105.6587905	1478.816853
41.41715	19.2342	159375	1150	106.2144058	1500.502675
41.41043	19.22705	162500	1138	105.6587905	1537.969527
41.40372	19.2199	165625	1125	105.0535578	1576.576782
41.39701	19.21275	168750	1112	104.444818	1615.685711
41.39029	19.2056	171875	1106	104.1626613	1650.063448
41.38358	19.19845	175000	1100	103.8797382	1684.640365
41.37687	19.1913	178125	1075	102.6925022	1734.547277
41.37015	19.18415	181250	1000	99.04544412	1829.968068
41.36344	19.17701	184375	910	94.48333186	1951.402394
41.35673	19.16986	187500	800	88.58893836	2116.517067
41.35002	19.16271	190625	725	84.33415678	2260.353424
41.3433	19.15556	193750	700	82.8673639	2338.07365
41.33659	19.14841	196875	650	79.85298993	2465.468108
41.32988	19.14126	200000	600	76.72027112	2606.872957

41.32316	19.13411	203125	500	70.03570518	2900.306343
41.31645	19.12696	206250	400	62.64183905	3292.527855
41.30914	19.11981	209375	425	64.56972975	3242.618496

Tabela 5.5 Matjet e nxjerra për Kepin i Rodonit

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërrijes (s)
41.72096	19.44424	0	0	0	0
41.71239	19.44201	3125	25	15.66045976	199.5471428
41.70383	19.43977	6250	50	22.14723459	282.2022756
41.69526	19.43754	1250	50	22.14723459	56.44045512
41.68669	19.4353	9375	75	27.12471198	345.6257898
41.67813	19.43307	15625	100	31.32091953	498.8678569
41.66956	19.43083	18750	100	31.32091953	598.6414283
41.66099	19.4286	21875	125	35.01785259	624.6813663
41.65242	19.42636	25000	130	35.71134274	700.0576871
41.64386	19.42413	28125	130	35.71134274	787.564898
41.63529	19.42189	31250	150	38.36013556	814.647799
41.62672	19.41966	34375	150	38.36013556	896.1125789
41.61816	19.41742	37500	150	38.36013556	977.5773588
41.60959	19.41519	40625	175	41.43368195	980.4824985
41.60102	19.41295	43750	200	44.29446918	987.7079647
41.59246	19.41072	46875	250	49.52272206	946.5352075
41.58389	19.40848	50000	300	54.24942396	921.6687727
41.57532	19.40625	53125	350	58.59607495	906.6306923
41.56675	19.40401	56250	375	60.65269986	927.4113128
41.55819	19.40178	59375	400	62.64183905	947.8489281
41.54962	19.39954	62500	500	70.03570518	892.4019518
41.54105	19.39731	65625	800	88.58893836	740.7809735
41.53249	19.39507	68750	850	91.31538753	752.8851583
41.52392	19.39284	71875	950	96.53755746	744.5288848
41.51535	19.3906	75000	1025	100.2758695	747.936671
41.50679	19.38837	78125	1050	101.4913789	769.7698151
41.49822	19.38613	81250	1075	102.6925022	791.1970036
41.48965	19.3839	84375	1100	103.8797382	812.2373188
41.48108	19.38166	87500	1100	103.8797382	842.3201825
41.47252	19.37943	90625	1125	105.0535578	862.6552201
41.46395	19.37719	93750	1125	105.0535578	892.4019518
41.45538	19.37496	96875	1150	106.2144058	912.0702533
41.44682	19.37272	100000	1125	105.0535578	951.8954153
41.43825	19.37049	103125	1125	105.0535578	981.642147
41.42968	19.36825	106250	1125	105.0535578	1011.388879
41.42112	19.36602	109375	1140	105.7515957	1034.263353

41.41255	19.36378	112500	1150	106.2144058	1059.178359
41.40398	19.36155	115625	1150	106.2144058	1088.59998
41.39541	19.35931	118750	1140	105.7515957	1122.914498
41.38685	19.35708	121875	1140	105.7515957	1152.464879
41.37828	19.35484	125000	1140	105.7515957	1182.015261
41.36971	19.35261	128125	1150	106.2144058	1206.286464
41.36115	19.35037	131250	1150	106.2144058	1235.708085
41.35258	19.34814	134375	1150	106.2144058	1265.129706
41.34401	19.3459	137500	1150	106.2144058	1294.551327
41.33545	19.34367	140625	1150	106.2144058	1323.972948
41.32688	19.34143	143750	1140	105.7515957	1359.31755
41.31831	19.3392	146875	1125	105.0535578	1398.096391
41.30974	19.33696	150000	1075	102.6925022	1460.671391
41.30118	19.33473	153125	1025	100.2758695	1527.03737
41.29261	19.33249	156250	1000	99.04544412	1577.558679
41.28404	19.33026	159375	950	96.53755746	1650.911875
41.27548	19.32802	162500	925	95.25885786	1705.878106
41.26691	19.32579	165625	900	93.96275858	1762.666428
41.25834	19.32355	168750	850	91.31538753	1847.990843
41.24978	19.32132	171875	650	79.85298993	2152.392793
41.24121	19.31908	175000	400	62.64183905	2793.659999
41.23264	19.31685	178125	300	54.24942396	3283.445003
41.22404	19.31457	181250	200	44.29446918	4091.932996

Tabela 5.6 Matjet e nxjerra për profilin Durrësit.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërritjes (S)
41.31161	19.43391	0	0	0	0
41.30741	19.37721	2500	25	15.66045976	159.6377142
41.30321	19.32052	5000	75	27.12471198	184.3337545
41.29901	19.26382	10000	75	27.12471198	368.6675091
41.29481	19.20712	15000	100	31.32091953	478.9131426
41.29061	19.15043	20000	100	31.32091953	638.5508568
41.28641	19.09373	25000	100	31.32091953	798.188571
41.28221	19.03703	30000	100	31.32091953	957.8262852
41.27801	18.98034	35000	100	31.32091953	1117.463999
41.27381	18.92364	40000	125	35.01785259	1142.274498
41.26961	18.86694	45000	200	44.29446918	1015.928192
41.26541	18.81025	50000	350	58.59607495	853.2994751
41.26121	18.75355	55000	400	62.64183905	878.0074281
41.25701	18.69685	60000	500	70.03570518	856.7058738
41.25281	18.64016	65000	900	93.96275858	691.7634282
41.24861	18.58346	70000	1000	99.04544412	706.7462883

41.24441	18.52676	75000	1025	100.2758695	747.936671
41.24022	18.47007	80000	1050	101.4913789	788.2442906
41.23602	18.41337	85000	1050	101.4913789	837.5095588
41.23182	18.35668	90000	1050	101.4913789	886.7748269
41.22762	18.29998	95000	1050	101.4913789	936.0400951
41.22342	18.24328	100000	1075	102.6925022	973.7809275
41.21922	18.18659	105000	1075	102.6925022	1022.469974
41.21502	18.12989	110000	1075	102.6925022	1071.15902
41.21082	18.07319	115000	1075	102.6925022	1119.848067
41.20662	18.0165	120000	1100	103.8797382	1155.181965
41.20242	17.9598	125000	1075	102.6925022	1217.226159
41.19822	17.9031	130000	1050	101.4913789	1280.896972
41.19402	17.84641	135000	1025	100.2758695	1346.286008
41.18982	17.78971	140000	975	97.79953988	1431.499577
41.18562	17.73301	145000	925	95.25885786	1522.168156
41.18142	17.67632	150000	850	91.31538753	1642.658527
41.17722	17.61962	155000	750	85.77587073	1807.034993
41.17302	17.56292	160000	650	79.85298993	2003.682018
41.16882	17.50623	165000	500	70.03570518	2355.941153
41.16462	17.44953	116750	400	62.64183905	1863.770313

Tabela 5.7 Matjet e nxjerra për profilin e Divjakës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha Mbërritjes (s)
40.92253	19.47688	0	0	0	0
40.92241	19.43522	2500	5	7.003570518	356.9607807
40.92228	19.39355	5000	5	7.003570518	713.9215615
40.92216	19.35189	10000	50	22.14723459	451.523641
40.92203	19.31022	15000	75	27.12471198	553.0012636
40.92191	19.26856	20000	75	27.12471198	737.3350181
40.92179	19.22689	25000	75	27.12471198	921.6687727
40.92166	19.18523	30000	100	31.32091953	957.8262852
40.92154	19.14356	35000	110	32.84965753	1065.460118
40.92141	19.1019	40000	200	44.29446918	903.047282
40.92129	19.06023	45000	300	54.24942396	829.5018954
40.92117	19.01857	50000	350	58.59607495	853.2994751
40.92104	18.9769	55000	450	66.44170377	827.7933418
40.92092	18.93524	60000	600	76.72027112	782.061887
40.92079	18.89357	65000	850	91.31538753	711.8186952
40.92067	18.85191	70000	875	92.6485294	755.5435629
40.92055	18.81024	75000	875	92.6485294	809.5109602
40.92042	18.76858	80000	875	92.6485294	863.4783576
40.9203	18.72691	85000	850	91.31538753	930.8398321

40.92017	18.68525	90000	850	91.31538753	985.5951164
40.92005	18.64358	95000	825	89.96249218	1055.995645
40.91993	18.60192	100000	775	87.19374978	1146.871195
40.9198	18.56025	105000	700	82.8673639	1267.085075
40.91968	18.51859	110000	600	76.72027112	1433.780126
40.91955	18.47692	115000	200	44.29446918	2596.260936
40.91943	18.43526	119000	175	41.43368195	2872.059503

Tabela 5.8 Matjet e nxjerra për Grykëderdhjen e Vjosës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërritjes (s)
40.64475	19.31756	0	0	0	0
40.64475	19.28052	1225	10	9.904544412	123.6806004
40.64475	19.24349	2500	25	15.66045976	159.6377142
40.64475	19.20645	5000	50	22.14723459	225.7618205
40.64475	19.16941	7500	75	27.12471198	276.5006318
40.64475	19.13238	10000	100	31.32091953	319.2754284
40.64475	19.09534	12500	125	35.01785259	356.9607807
40.64475	19.0583	15000	175	41.43368195	362.0243071
40.64475	19.02126	17500	225	46.98137929	372.4879998
40.64475	18.98423	20000	275	51.93986908	385.0606548
40.64475	18.94719	22500	450	66.44170377	338.6427307
40.64475	18.91015	25000	525	71.76524228	348.358052
40.64475	18.87312	27500	650	79.85298993	344.3828469
40.64475	18.83608	30000	700	82.8673639	362.0243071
40.64475	18.79904	32500	800	88.58893836	366.8629583
40.64475	18.76201	35000	825	89.96249218	389.0510273
40.64475	18.72497	40000	825	89.96249218	444.6297455
40.64475	18.68793	42500	830	90.23469399	470.994006
40.64475	18.65089	45000	815	89.41560267	503.2678711
40.64475	18.61386	47500	780	87.47456773	543.0149726
40.64475	18.57682	50000	750	85.77587073	582.914514
40.64475	18.53978	52500	750	85.77587073	612.0602397
40.64475	18.50275	55000	725	84.33415678	652.1675451
40.64475	18.46571	57500	675	81.37413594	706.6127257
40.64475	18.42867	60000	600	76.72027112	782.061887
40.64475	18.39164	62500	450	66.44170377	940.6742521
40.64475	18.3546	65000	300	54.24942396	1198.169404
40.64476	18.31756	66500	250	49.52272206	1342.817948

Tabela 5.9 Matjet e nxjerra për profilin e Vlorës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërritjes (s)
40.45204	19.48216	0	0	0	0

40.45134	19.45267	1225	15	12.13053997	100.9847874
40.45064	19.42319	2500	25	15.66045976	159.6377142
40.44994	19.3937	5000	25	15.66045976	319.2754284
40.44924	19.36422	7500	50	22.14723459	338.6427307
40.44854	19.33473	10000	50	22.14723459	451.523641
40.44784	19.30524	12500	65	25.25173261	495.0155378
40.44714	19.27576	15000	100	31.32091953	478.9131426
40.44644	19.24627	17500	125	35.01785259	499.745093
40.44574	19.21679	20000	175	41.43368195	482.6990762
40.44504	19.1873	22500	225	46.98137929	478.9131426
40.44434	19.15781	25000	315	55.58911764	449.7283112
40.44364	19.12833	27500	350	58.59607495	469.3147113
40.44294	19.09884	30000	550	73.45406728	408.4185003
40.44224	19.06936	32500	600	76.72027112	423.6168555
40.44154	19.03987	35000	750	85.77587073	408.0401598
40.44084	19.01038	40000	800	88.58893836	451.523641
40.44014	18.9809	42500	825	89.96249218	472.4191045
40.43944	18.95141	45000	825	89.96249218	500.2084636
40.43874	18.92193	47500	850	91.31538753	520.1752003
40.43804	18.89244	50000	850	91.31538753	547.5528424
40.43734	18.86295	52500	830	90.23469399	581.816125
40.43664	18.83347	55000	830	90.23469399	609.5216548
40.43594	18.80398	57500	830	90.23469399	637.2271845
40.43524	18.7745	60000	825	89.96249218	666.9446182
40.43454	18.74501	62500	800	88.58893836	705.505689
40.43384	18.71552	65000	750	85.77587073	757.7888682
40.43314	18.68604	67500	700	82.8673639	814.554691
40.43244	18.65655	70000	650	79.85298993	876.6108829
40.43174	18.62707	72500	425	64.56972975	1122.817151
40.43104	18.59758	75000	200	44.29446918	1693.213654
40.42954	18.56808	77500	125	35.01785259	2213.156841

Tabela 5.10 Matjet e nxjerra për profilin e Gjirit të Gramës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	shpejtesia (m/s)	Koha e Mberritjes (s)
40.2155	19.47115	0	25	15.66045976	0
40.21403	19.44326	1000	150	38.36013556	26.06872957
40.21257	19.41537	1225	210	45.38832449	26.98931969
40.2111	19.38748	2500	300	54.24942396	46.08343863
40.20963	19.35959	5000	550	73.45406728	68.06975005
40.20817	19.3317	7500	750	85.77587073	87.4371771
40.2067	19.30381	10000	850	91.31538753	109.5105685
40.20523	19.27592	12500	875	92.6485294	134.9184934

40.20377	19.24803	15000	950	96.53755746	155.3799412
40.2023	19.22014	17500	925	95.25885786	183.7099499
40.20083	19.19225	20000	950	96.53755746	207.1732549
40.19937	19.16436	22500	975	97.79953988	230.0624321
40.1979	19.13647	25000	975	97.79953988	255.6249245
40.19643	19.10858	27500	975	97.79953988	281.187417
40.19496	19.08069	30000	975	97.79953988	306.7499094
40.1935	19.0528	32500	950	96.53755746	336.6565392
40.19203	19.02491	35000	925	95.25885786	367.4198997
40.19056	18.99702	40000	910	94.48333186	423.3550957
40.1891	18.96913	42500	900	93.96275858	452.3068569
40.18763	18.94124	45000	850	91.31538753	492.7975582
40.18616	18.91335	47500	875	92.6485294	512.6902748
40.1847	18.88546	50000	825	89.96249218	555.7871818
40.18323	18.85757	52500	800	88.58893836	592.6247788
40.18176	18.82968	55000	775	87.19374978	630.7791572
40.1803	18.80179	57500	750	85.77587073	670.3516911
40.17883	18.7739	60000	725	84.33415678	711.4555038

Tabela 5.11 Matjet e nxjerra për profilin e Himarës.

Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërritjes (s)
40.10752	19.72565	0	0	0	0
40.10752	19.69542	2500	100	31.32091953	79.8188571
40.10752	19.66519	5000	175	41.43368195	120.674769
40.10752	19.63495	7500	225	46.98137929	159.6377142
40.10752	19.60472	10000	230	47.50052631	210.5239831
40.10752	19.57449	12500	250	49.52272206	252.4093887
40.10752	19.54426	15000	250	49.52272206	302.8912664
40.10752	19.51402	17500	250	49.52272206	353.3731441
40.10752	19.48379	20000	275	51.93986908	385.0606548
40.10752	19.45356	22500	400	62.64183905	359.184857
40.10752	19.42333	25000	800	88.58893836	282.2022756
40.10752	19.39309	27500	875	92.6485294	296.8206854
40.10752	19.36286	30000	950	96.53755746	310.7598824
40.10752	19.33263	32500	1000	99.04544412	328.1322053
40.10752	19.3024	35000	975	97.79953988	357.8748943
40.10752	19.27216	40000	1000	99.04544412	403.8550219
40.10752	19.24193	42500	1000	99.04544412	429.0959607
40.10752	19.2117	45000	975	97.79953988	460.1248642
40.10752	19.18147	47500	1000	99.04544412	479.5778385
40.10752	19.15123	50000	1000	99.04544412	504.8187773
40.10752	19.121	52500	990	98.5489726	532.7300591

40.10752	19.09077	55000	975	97.79953988	562.374834
40.10752	19.06054	57500	975	97.79953988	587.9373264
40.10752	19.0303	60000	960	97.04431977	618.2742085
40.10752	19.00007	62500	950	96.53755746	647.4164216
40.10752	18.96984	65000	910	94.48333186	687.9520305
40.10752	18.93961	67500	900	93.96275858	718.3697139
40.10752	18.90937	70000	850	91.31538753	766.5739794
40.10752	18.87914	72500	850	91.31538753	793.9516215
40.10752	18.84891	75000	825	89.96249218	833.6807727
40.10752	18.81868	77500	775	87.19374978	888.8251761
40.10752	18.78844	80000	600	76.72027112	1042.749183
39.99673	18.75821	82500	275	51.93986908	1588.375201

Tabela 5.12 Matjet e nxjerra për profilin e Sarandës.

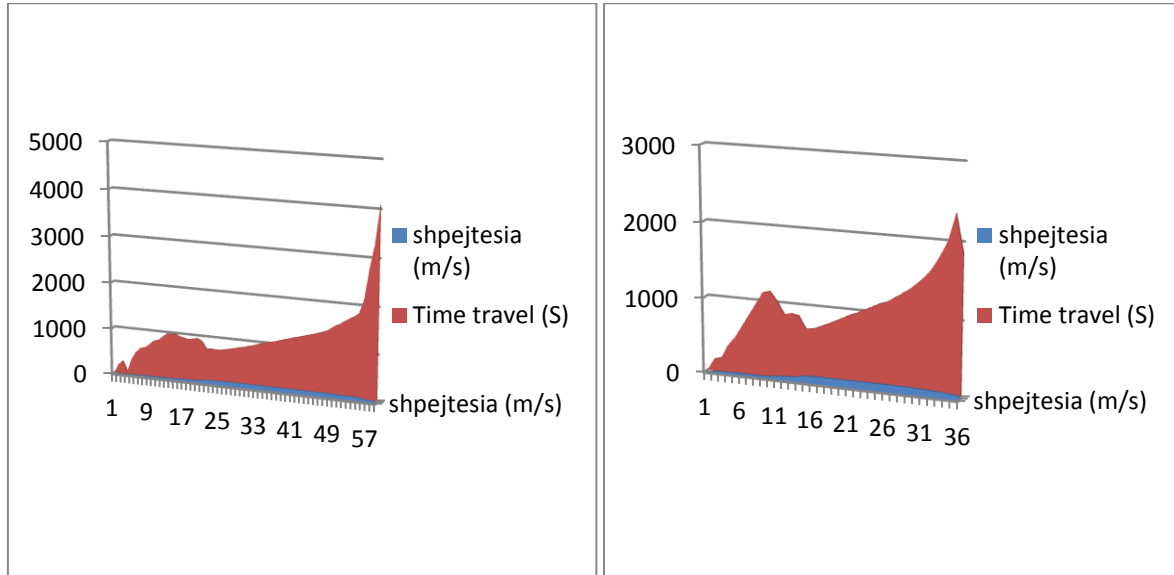
Gjerësi Gjeografike	Gjatësi Gjeografike	Distanca (m)	Thellësia (m)	Shpejtësia (m/s)	Koha e Mbërritjes (s)
39.86808	20.00069	0	5	7.003570518	0
39.86575	19.99405	250	7	8.28673639	30.16869226
39.86343	19.98742	500	10	9.904544412	50.48187773
39.8611	19.98078	750	47	21.4725406	34.92833074
39.85877	19.97415	1000	60	24.26107994	41.21828057
39.85645	19.96751	1250	60	24.26107994	51.52285071
39.85412	19.96088	1500	30	17.15517415	87.4371771
39.85179	19.95424	1750	60	24.26107994	72.131991
39.84946	19.94761	2000	65	25.25173261	79.20248605
39.84714	19.94097	2250	65	25.25173261	89.1027968
39.84481	19.93434	2500	67	25.63727755	97.51425421
39.84248	19.9277	2750	70	26.20496136	104.9419597
39.84016	19.92107	3000	72	26.57668151	112.8809102
39.83783	19.91443	3250	74	26.94327374	120.6237976
39.8355	19.9078	3500	73	26.76060537	130.7892684
39.83318	19.90116	3750	73	26.76060537	140.131359
39.83085	19.89453	4000	74	26.94327374	148.4600586
39.82852	19.88789	4250	75	27.12471198	156.6836914
39.82619	19.88125	4500	68	25.8278919	174.2302476
39.82387	19.87462	4750	66	25.44523531	186.6754204
39.82154	19.86798	5000	66	25.44523531	196.5004426
39.81921	19.86135	5250	65	25.25173261	207.9065259
39.81689	19.85471	5500	65	25.25173261	217.8068366
39.81456	19.84808	5750	63	24.86020917	231.2933073
39.81223	19.84144	6000	62	24.6621167	243.2881197
39.80991	19.83481	6250	61	24.46242016	255.4939356
39.80758	19.82817	6500	61	24.46242016	265.713693

39.80525	19.82154	6750	61	24.46242016	275.9334504
39.80292	19.8149	7000	61	24.46242016	286.1532078
39.8006	19.80827	7250	61	24.46242016	296.3729653
39.79827	19.80163	7500	60	24.26107994	309.1371043
39.79594	19.795	7750	60	24.26107994	319.4416744
39.79362	19.78836	8000	58	23.85330166	335.3833408
39.79129	19.78173	8250	58	23.85330166	345.8640702
39.78896	19.77509	8400	58	23.85330166	352.1525079

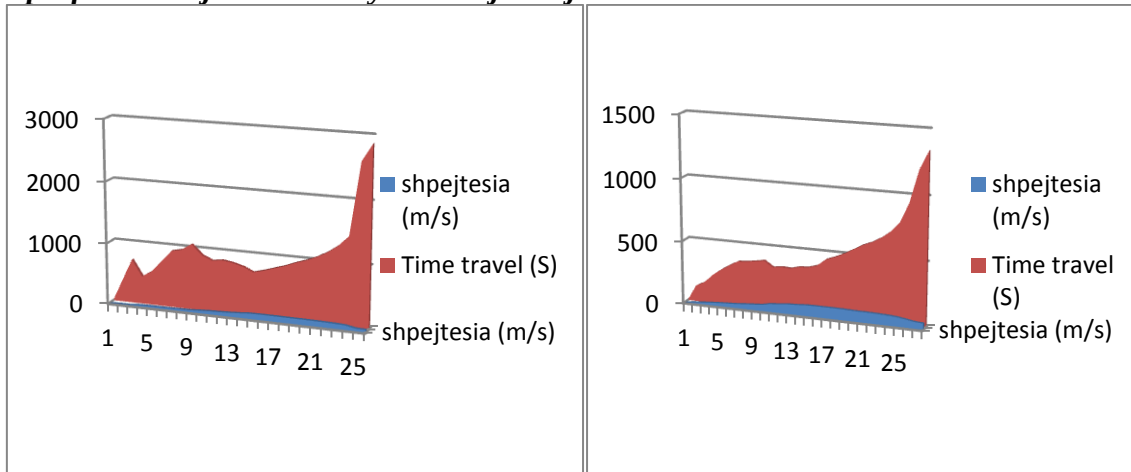
V.5.3 Karakteristika e shpejtësisë dhe kohës së valës së cunamit

Më të dhënat e marra nga llogaritjet për profile të ndryshme kemi mundësi që të bëjmë paraqitje të tyre më të thjeshtuar në formë grafike për shpejtësinë dhe kohën e mbërritjes së valës. Në paraqitjet në formë grafike mund të shikojmë se shpejtësia dhe koha varen shumë nga të dhënat e thellësive. Kjo tregon që ajo është e ndryshme në profile të ndryshme që kemi marrë në shqyrtim. Shikojmë që në profilet e Kepit të Rodonit, Durrësit, Divjakës dhe Vlorës ajo është shumë më e madhe se shpejtësia me të cilën afron vala që ka vlera pothuajse konstante.

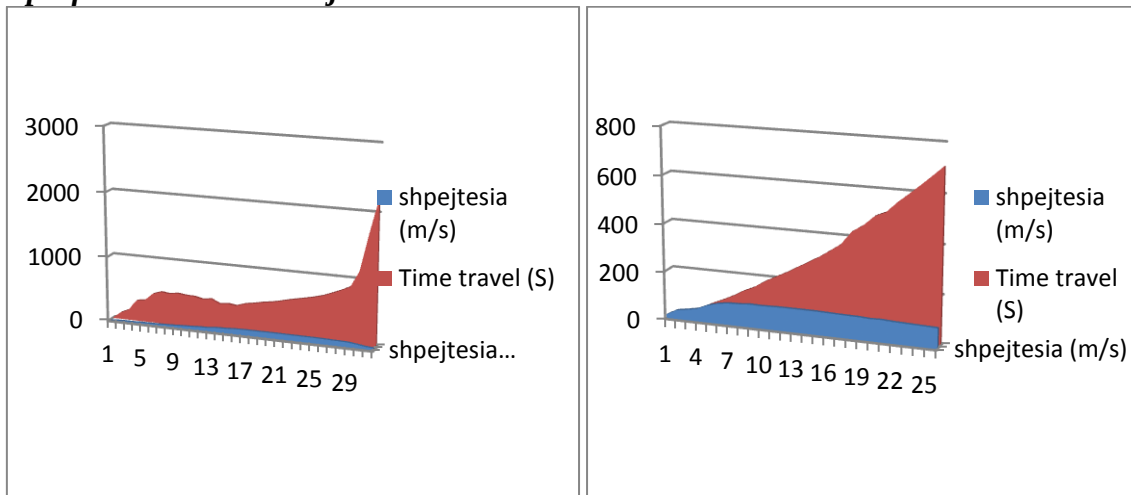
Për profilin e kepit të Rodonit dhe Durrësi



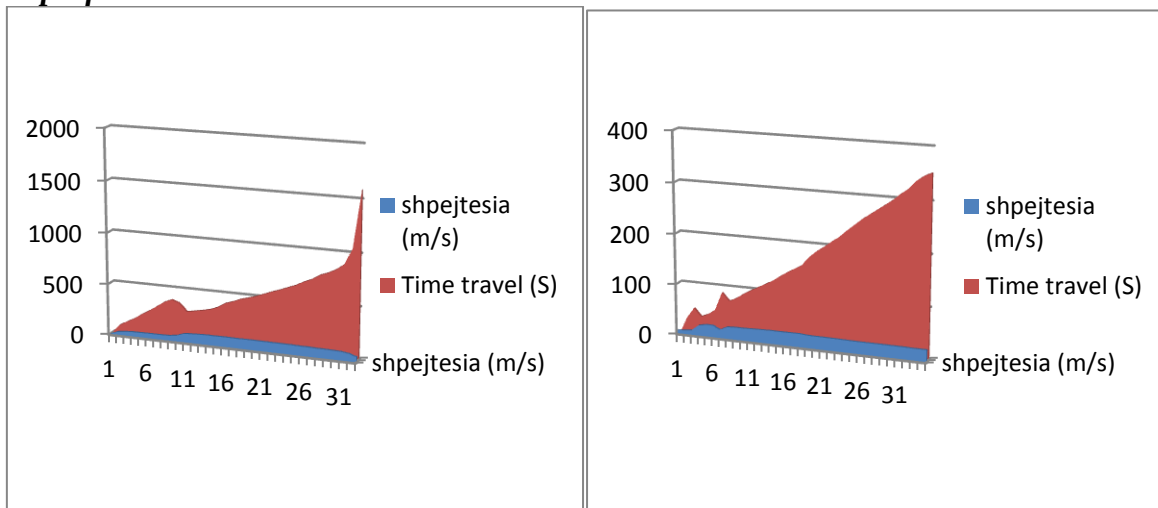
Për profilin e Divjakës dhe Grykëderdhja e Vjosës



Për profilin e Vlorës dhe Gjirit të Gramës.



Për profilin e Himarës dhe Sarandës:



V.5.4 Amplituda e valës së cunamit në bregdet

Për gjetjen e amplitudës së valës kryesore të cunamit do të përdorim formulën e mësipërme dhe të dhënat për secilin profil. Por si të dhënë fillestare do të marrim lartësinë që do të marrë vala e cunamit në thellësi, në varësi të thyerjes që do të shkaktohej nga një magnitudë e dhënë. Meqënëse në bregdetin tonë, si magnitudë më të larta të regjistruar kanë qënë magnitudat 6.5, 7, 7.5 dhe 8, atëherë për secilin nga profilet do të llogarisim amplitudën në breg. Shpejtësitë e valës së cunamit i marrim nga shpejtësia në bregun më të cekët në shpejtësinë në pikën më të thellë të profilit përkatës.

Përdorim formulën:

$$A_s = A_d \sqrt{\frac{V_d}{V_s}}$$

Tabela 5.13 Vala max për tërmet me magnitudë 6.5.

Profilët	Distanca nga bregu (m)	Thellësia (m)	V _d (m/s)	V _s (m/s)	A _d (m)	A _s (m)
Grykëderdhja e Drinit	134375	1175	107.362703	15.66045976	0.56	1.46626508
Kepi Rodonit	140625	1150	106.2144058	15.66045976	0.56	1.45840278
Durrësi	120000	1100	103.8797382	15.66045976	0.56	1.44228536
Divjaka	80000	875	92.6485294	7.003570518	0.56	2.03679603
Grykëderdhja e Vjoses	42500	830	90.23469399	9.904544412	0.56	1.69027571
Vlorë	50000	850	91.31538753	12.13053997	0.56	1.53645535
Gjiri Gramës	30000	975	97.79953988	15.66045976	0.56	1.39943967
Himara	50000	1000	99.04544412	31.32091953	0.56	2.10593773
Saranda	4250	75	27.12471198	7.003570518	0.56	1.1027421

Tabela 5.14 Vala max për tërmetet me magnitudë 7.

Profilët	Distanca nga bregu (m)	Thellësia (m)	V _d (m/s)	V _s (m/s)	A _d (m)	A _s (m)
Grykëderdhja e Drinit	134375	1175	107.362703	15.66045976	1.0	2.6183305
Kepi Rodonit	140625	1150	106.2144058	15.66045976	1.0	2.60429068
Durrësi	120000	1100	103.8797382	15.66045976	1.0	2.57550958
Divjaka	80000	875	92.6485294	7.003570518	1.0	3.63713576
Grykëderdhja e Vjoses	42500	830	90.23469399	9.904544412	1.0	3.01834948
Vlorë	50000	850	91.31538753	12.13053997	1.0	2.74367027
Gjiri Gramës	30000	975	97.79953988	15.66045976	1.0	2.4989994
Himara	50000	1000	99.04544412	31.32091953	1.0	1.77827941
Saranda	4250	75	27.12471198	7.003570518	1.0	1.96798967

Tabela 5.15 Vala max për tërmetet me magnitudë 7.5.

Profilët	Distanca nga bregu (m)	Thellësia (m)	Vd (m/s)	Vs (m/s)	Ad (m)	As (m)
Grykëderdhja e Drinit	134375	1175	107.362703	15.66045976	1.78	4.6606283
Kepi Rodonit	140625	1150	106.2144058	15.66045976	1.78	4.63563741
Durrësi	120000	1100	103.8797382	15.66045976	1.78	4.58440705
Divjaka	80000	875	92.6485294	7.003570518	1.78	6.4741015
Grykëderdhja e Vjosës	42500	830	90.23469399	9.904544412	1.78	5.37266207
Vlorë	50000	850	91.31538753	12.13053997	1.78	4.88377709
Gjiri Gramës	30000	975	97.79953988	15.66045976	1.78	4.44821894
Himara	50000	1000	99.04544412	31.32091953	1.78	3.16533735
Saranda	4250	75	27.12471198	7.003570518	1.78	3.50302161

Tabela 5.16 Vala max për tërmetet me magnitudë 8.

Profilët	Distanca nga bregu (m)	Thellësia (m)	Vd (m/s)	Vs (m/s)	Ad (m)	As (m)
Grykëderdhja e Drinit	134375	1175	107.362703	15.66045976	3.17	8.30010769
Kepi Rodonit	140625	1150	106.2144058	15.66045976	3.17	8.25560146
Durrësi	120000	1100	103.8797382	15.66045976	3.17	8.16436537
Divjaka	80000	875	92.6485294	7.003570518	3.17	11.5297204
Grykëderdhja e Vjosës	42500	830	90.23469399	9.904544412	3.17	9.56816785
Vlorë	50000	850	91.31538753	12.13053997	3.17	8.69743476
Gjiri Gramës	30000	975	97.79953988	15.66045976	3.17	7.9218281
Himara	50000	1000	99.04544412	31.32091953	3.17	5.63714573
Saranda	4250	75	27.12471198	7.003570518	3.17	6.23852725

Në vrojtimin e tabelave më sipër konkludojmë që lartësia max e valës është më e madhe në zonat që kanë qenë me probleme pra që janë prekur nga cuname edhe në të kaluarën. Duket qartë nga rezultatet e marra që me rritjen e magnitudës, rritet dhe amplituda me të cilën vala do ti afrohet bregut.

V.4 Modelimi i cunamit me programe simulimi në detet Adriatik dhe Jon

Modelimet numerike të cunamit kryesisht ato të bëra me anë të modeleve të Bousinesq dhe të Green-it janë baza për ndërtimin dhe kodimin e programeve që përdoren për simulimet. Këto modelime numerike dhe algoritmat e ndërtuar prej tyre janë integruar në programet Mirone, Geowave që përmban të dyja modelet numerike. Të dyja këto programe janë të bazuara në matlab. Gjithashtu të dhënat që kemi mbledhur i kemi paraqitur dhe me anë të programit Surfer dhe Wiz-map që shërbejnë për ndërtimin vizual dhe tredimensional të strukturave dhe për bashkimin e këtyre të dhënave me hartat që disponojmë. Si parametra input të programit, kemi hedhur të dhënat e bregdetit tonë gjatësi dhe gjerësi gjeografike dhe thellësitë.

V.4.1 Programi Mirone

Mirone është një program i bazuar në matlab që lejon shfaqjen dhe manipulimin e një numri të madh të formateve të rrjetit përmes ndërfaqes së saj me librarinë e GDAL. Qëllimi i tij kryesorë është që t'u ofrojë përdoruesve një përdorim më të lehtë të grafikës krahasuar me programet e përdorura me shpesh të paketës GMT.

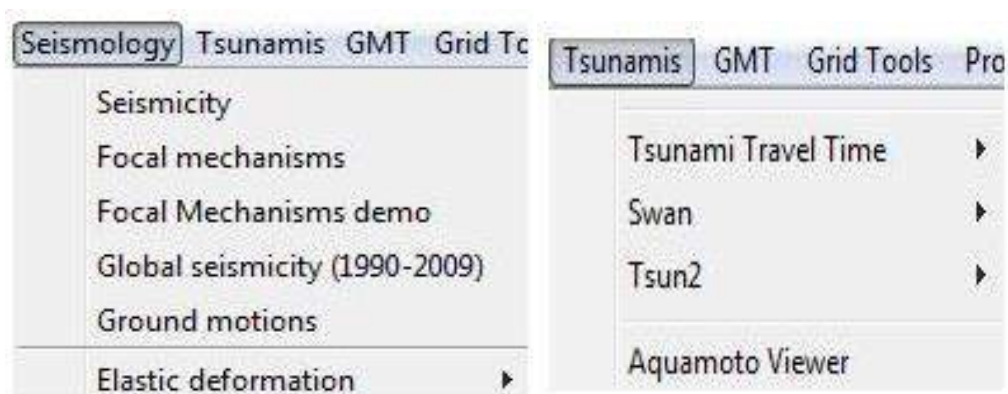
Përveç kësaj ajo ofron një numër të madh të mjeteve të cilat janë fokusuar në veçanti në fushën e gjeofizikës dhe shkencave të tokës. Midis tyre përdoruesi mund të gjejë mjete për të bërë planifikimin multibeam, studime elastike të deformimit, modelimin e përhapjes së cunamit, llogaritjen IGRF dhe inversionit magnetik Parker, rotacionet Euler dhe llogaritja e poleve Euler, pllaka e rikonstruksioneve tektonike, analiza e sizmicitetit dhe mekanizmat e vatrës, të mjeteve të përpunimit të avancuar të imazhit.

Hartimi në cilësi të lartë dhe aftësitë hartografike që bënë të njohur GMT në të gjithë botën është garantuar ndërmjet kapacitetit të Mirones për gjenerimin automatik të GMT skripteve të cshell dhe dos batch file-et. Siç u përmend, Mirone është shkruar duke përdorur gjuhën e programimit Matlab. Matlab-i vetë është mjet shumë i fuqishëm për zhvillimin e software-it. Gjuha është shumë e lehtë për t'u mësuar dhe përmban koleksion të pafundëm të funksioneve matematikore që lehtësojnë detyrën për të shkruar një kod të komplikuar, duke përfshirë përdoruesat grafike të ndërfaqes. Megjithatë ai gjithashtu vuan nga kufizime të rëndësishme. Shpejtësia dhe konsumimi i memorjes speciale janë më kryesoret. Për të anashkaluar kufizimet e mësipërme pothuajse të gjitha llogaritjet duke përfshirë të dhënat matricore janë bërë në mirone me ndihmën e një kodi të jashtëm të shkruar në programin C dhe të kompiluar si file MEX.

Këto file MEX përdorin një programim skalar dhe përdorin saktësi të vetme ose variabla të shkurtër sa herë që kjo është e nevojshme për të mos bërë kompromise me saktësinë e rezultatit, konsumimi i memorjes së tyre është reduktuar në minimumin e nevojshëm ndërsa shpejtësia është ajo e kodit të hartuar. Megjithatë Mirone është shkruar në matlab është dhënë gjithashtu një version më vete për të vepruar nën sistemin operativ të windows-it. Ky version ishte më pak eficient se kodi i tij bazë Matlab, por kjo është kompiluar nga ndërtuesit e Intelit dhe u bë aktualisht më i shpejtë se versioni i Matlab-it.

V.4.1.1 Simulimet sizmike dhe simulimi i cunamit

Kjo menu tabela 1 ka opsione për të paraqitur të dhënat e lidhura me tërmetet dhe mekanizmat e deformimit elastike që gjenerojnë tërmetin. Më poshtë gjithashtu kemi dhe tool-in që na lejon për të bërë simulimin e përhapjes së cunamit.



V.4.1.3 Simulimet e bëra me të dhënat tona

Më poshtë figurat e paraqitura na japin simulimet më të dhënat e përdorura.

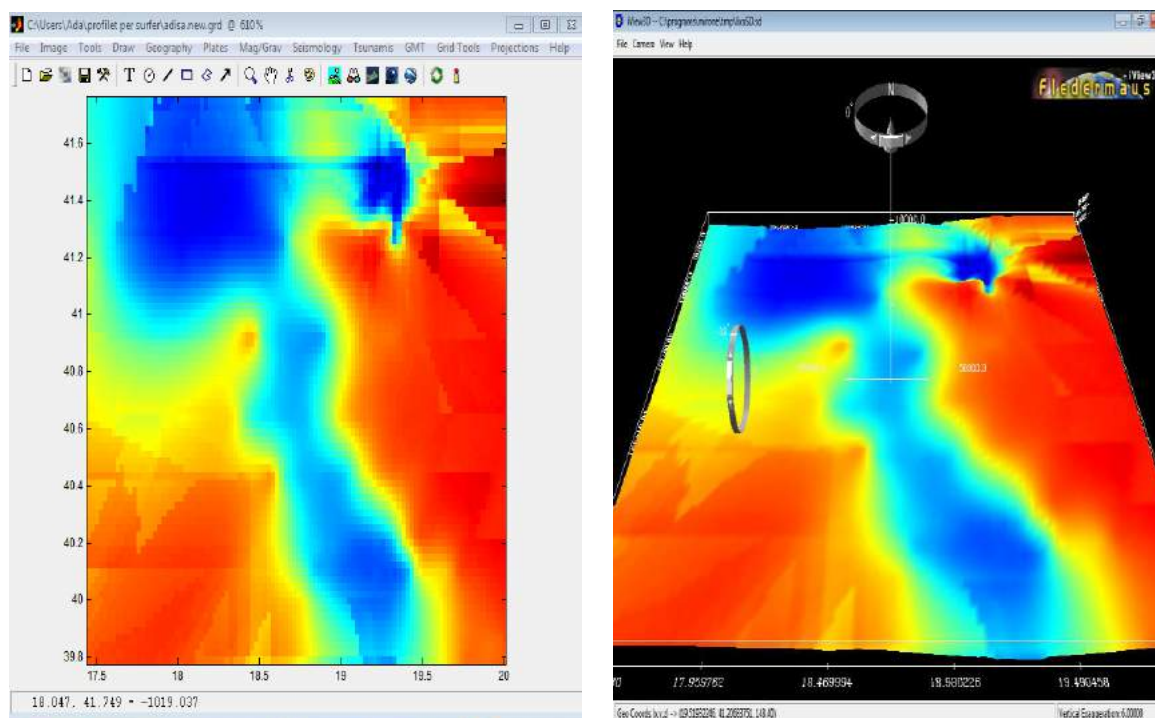


Figura 5.1 Bathimetria e bregdeteve tona 3D e marrë në Mirone.

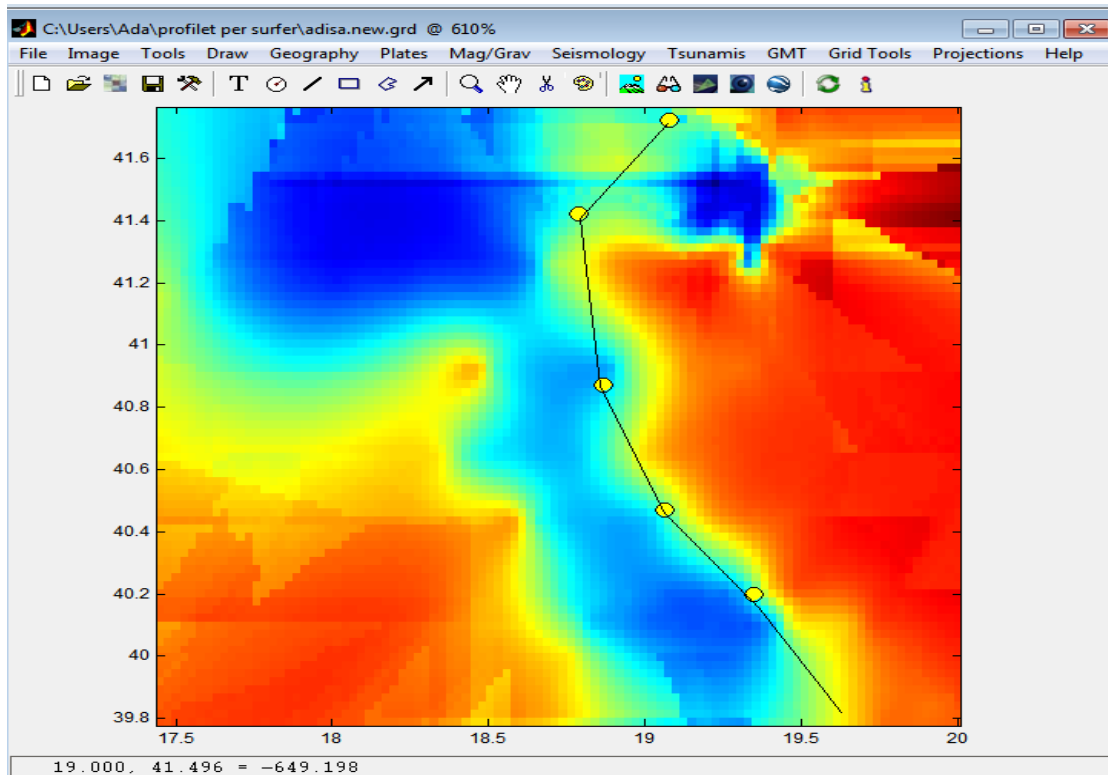
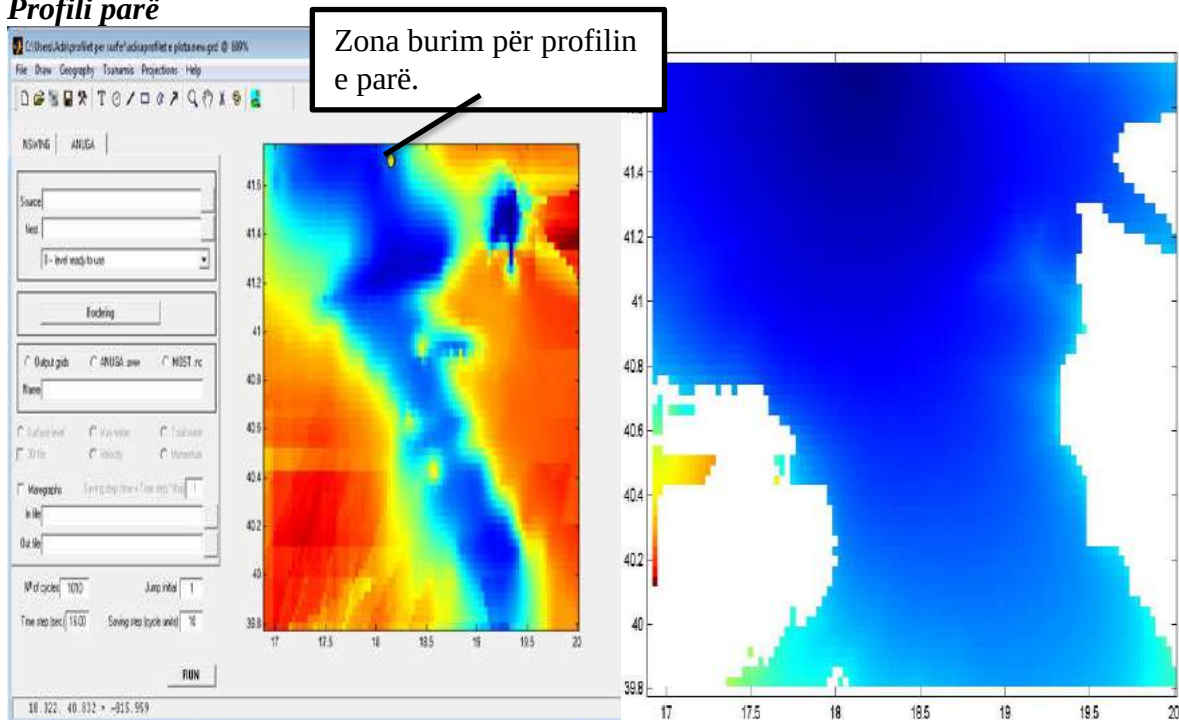


Figura 5.3 Projektimet e marra për cunamet.

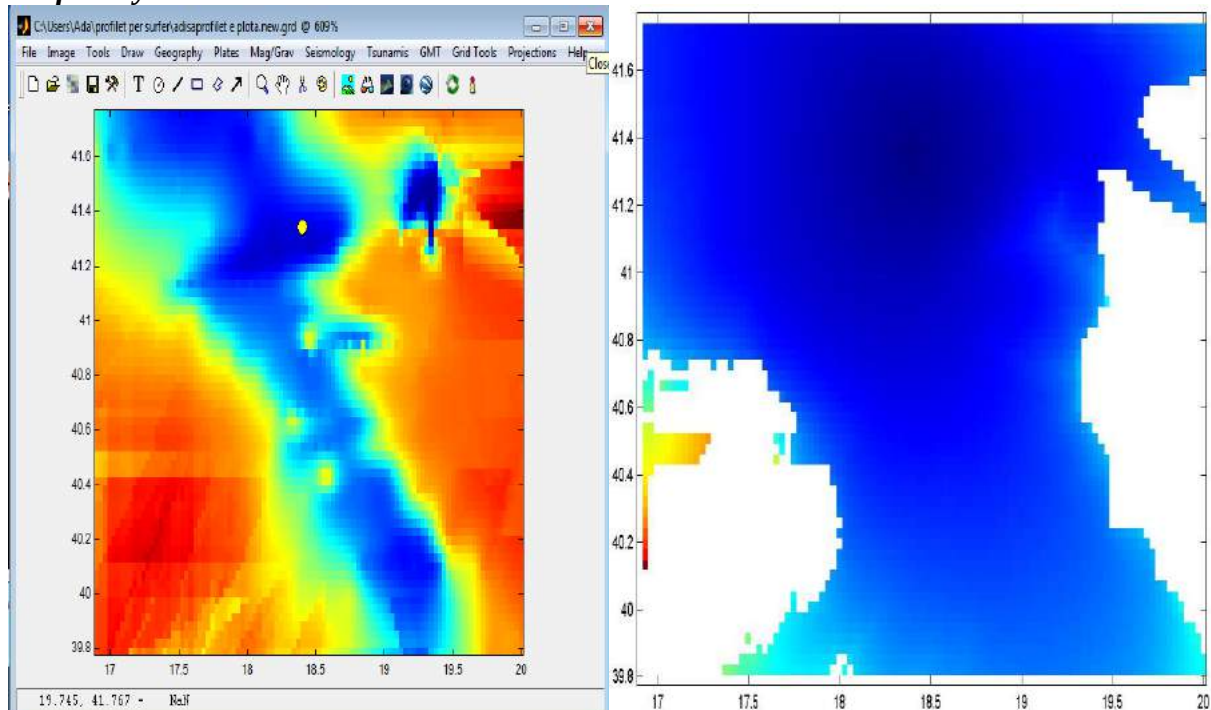
V.4.1.3.a. Profilet e marra për valën e cunamit me anë të Mirone dhe përhapja e tyre në bregdetin tonë Joniko-Adriatik.

Më poshtë kam paraqitur disa profile të zonave burime dhe efekti që do të shkaktonte një cunam i tillë në bregdetin tonë. Profili është harta që tregom përhapjen që do të kishte ky cunam në të gjithë territotin që nga epiqendra. Zona burim është shënuar me pikë të verdhë.

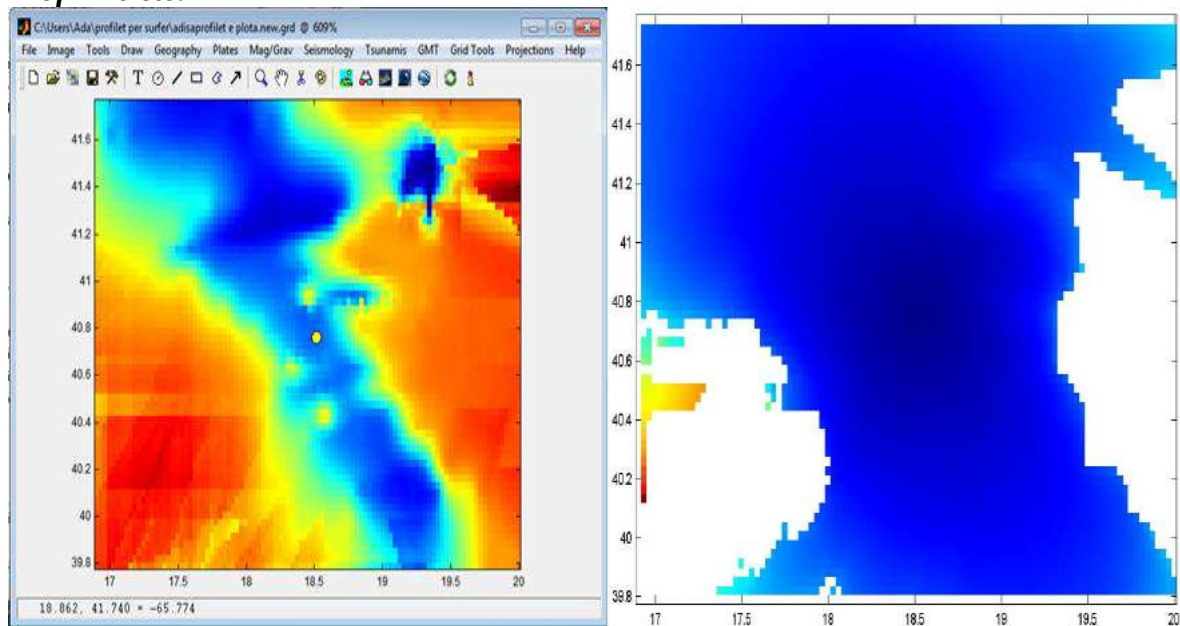
Profili parë



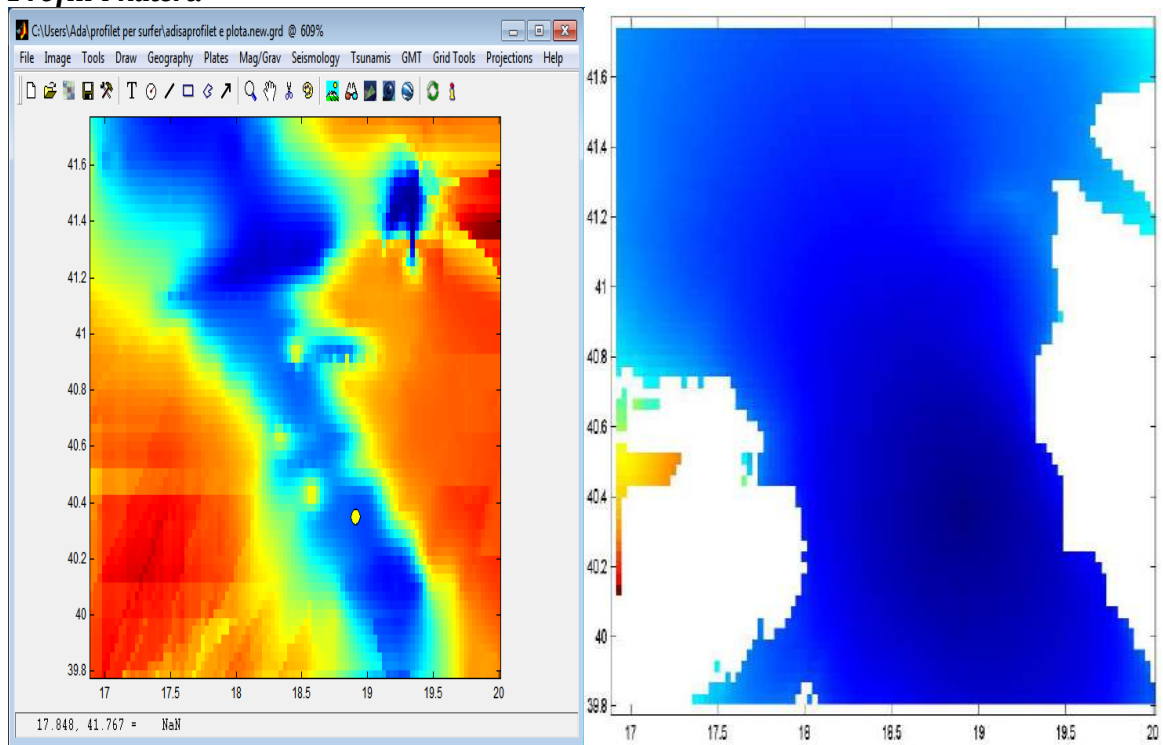
Profili i dytë:



Profili i tretë:



Profili i katërt:



Profili i pestë:

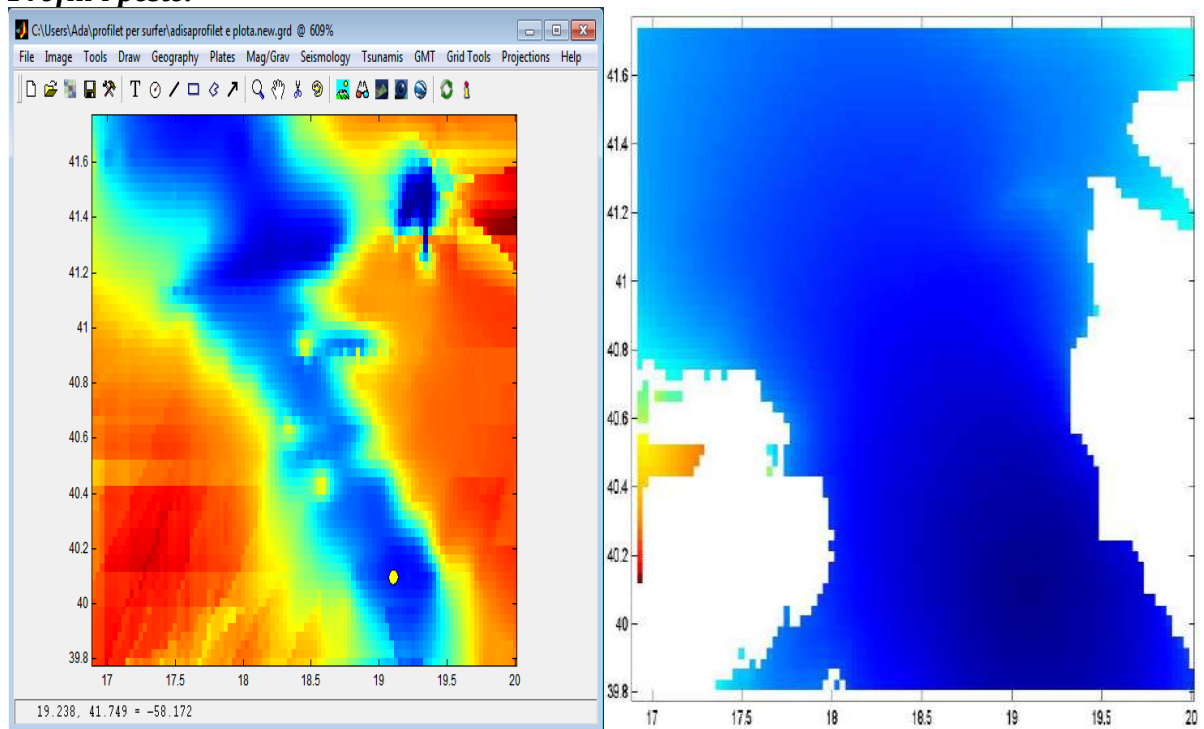


Figura 5.4. Më sipër kemi dhënë profilet e simulimeve të marra nga programi mirone.

VI.4.2 Programi i Google Tsunami Mapper për vlerësimin e cunameve në detet Adriatik dhe Jon

Tsunami mapper është aplikim i google maps, që përdor shërbimin e lartësive për të treguar zonat që ka të ngjarë të preken nga cunamet.

Për të simuluar një cunami duhet të përfundojmë hapat e mëposhtëm:

- Duhet të tregojmë si fillim vendodhjen e hartës tonë tek “Location box” ose e bëjmë këtë direkte duke naviguar në google maps.
- Zgjedhim intensitetin e cunamit që mund të ketë ndodhur ose që pritet të ndodhi në territorin tonë duke u nisur nga llogaritjet. Intensitetin e cunamit e zgjedhim sipas shkallëve të vendosura nga Papadopoulos-Imamura.
- Klikojmë ikonën në det në pikën ku do të fillojë cunami dhe më pas zgjedhim drejtimin që do të marri cunami. Harta e cunamit do të fillojë që nga vendndodhja e parë.

Pasi është ndërtuar harta e cunamit mund ta zmadhojmë atë dhe të shikojmë se deri ku do të shkojë vala dhe sa përqind e tokës mund të përmbytet, nëse në hartë figuron e përmbytur ndonjë zonë e banuar etj.

Le të japim disa rregulla themelore të programit:

- a) Nuk duhet të fillohet cunami në tokë, liqen apo lum. Duhet të gjendet gjithmonë një pikënisje por ajo është më mirë nga një zonë e thellë e detit.
- b) Cunami nuk duhet të fillohet shumë larg nga plazhi. Mekanizmi i cunamit mund të përmbytë vetëm zonat brenda intervalit të specifikuar.
- c) Përpara përdorimit duhet të rishikohen hartat e galerisë për disa shembuj të hartave të cunameve.

Përpara se të fillojmë me simulimin e cunamit në zonat që kemi zgjedhur në studim duhet të kemi të qarta disa ndarje të shkallëve të cunamit të cilat janë të shpjeguara më poshtë.

Shkallët EMS (European Macrosismic Scale) të Intensitetit të cunameve që kemi marrë në konsideratë për simulimin

Simulimet mbi bregdetin e Shqipërisë në zonat që janë marrë në studim

Harta e pritshmërisë së cunameve në territorin tonë duke u nisur nga dy shkallët më të larta që ndodhin në territorin e Shqipërisë:

- ***Shkalla e V që konsiderohet i fortë (lartësia e valës arrin deri në 1m)***
Përhapja maksimale që arrin ky cunami në det është deri në 20 km nga zona në të cilën fillon. Ndaj që të ndodhte një cunami i tillë dhe të rrinte në tokë duhet të ndodhte në largësinë 20 km nga bregu ose pak më afër. Nëse do të ndodhte më thellë në det ky cunami do të ndihej shumë pak nga anijet dhe do të ishte pak i vëzhgueshëm nga bregu.
- ***Shkalla e VI që konsiderohet pak i dëmshëm (lartësia e valës arrin deri në 2m)***
Lartësia maksimale e valës shkon deri në 2 m dhe përhapja maksimale e valës së cunamit shkon deri në 30 km nga vendi i ngjarjes

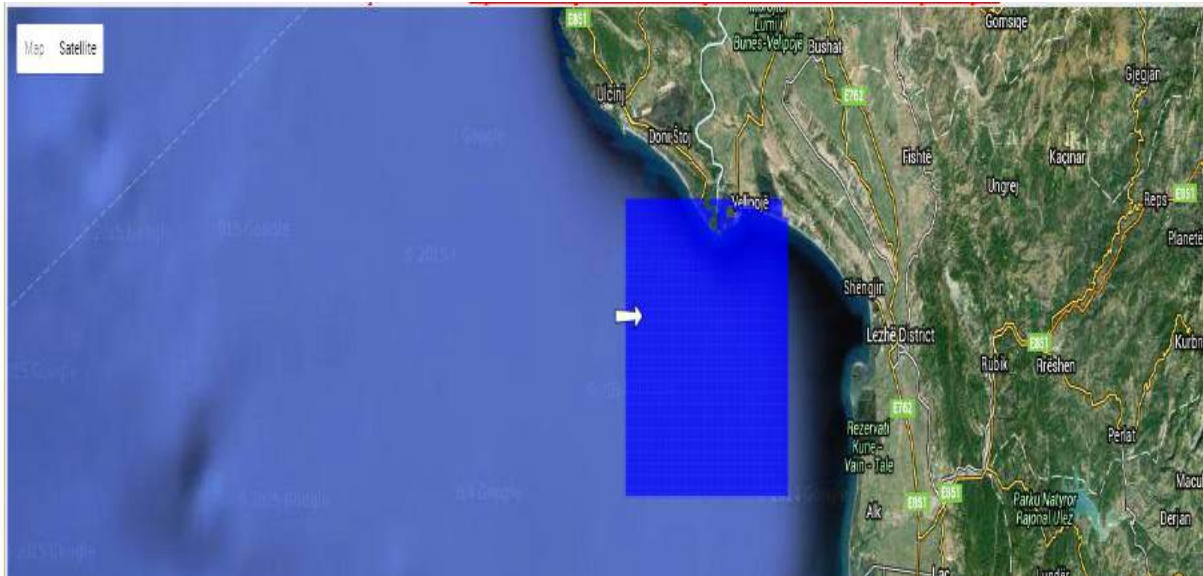


Figura 5.5. Harta e Profilit të parë për Grykëderdhjen e Drinit në 125 km në thellësinë maksimale.

Cunam i shkallës së V i simuluar afër grykëderdhjes së Drinit përhapja deri në 20km. Shikojmë që do të përmbytet vetëm një pjesë e vogël në Velipojë kryesisht pjesa që është në formën e një kepi. Do të shkaktonte vetëm përparimin e ujit në tokë.

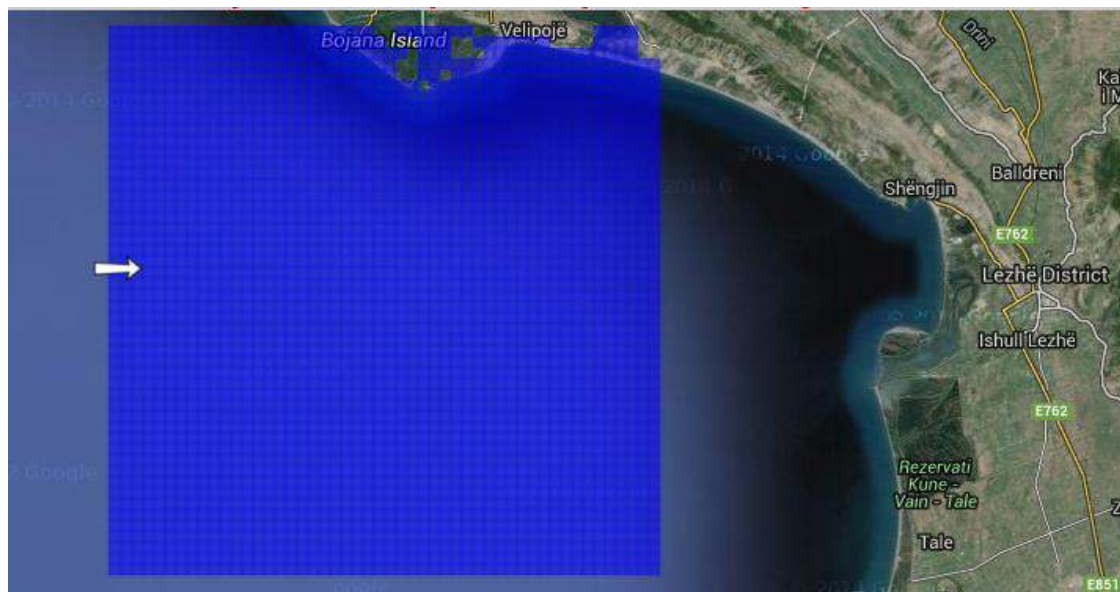


Figura 5.6 Përhapja e cunamit e shkallës V me lartësi vale 1 m.

Ky cunam i ndodhur në afërsi të grykëderdhjes së Drinit do të shkaktonte një valë që do të fillonte nga një metër dhe në afërsi të tokës mund të ishte dhe më shumë. Do të shkaktonte përmbytjen e Bojana Island dhe zonat afër bregdetit të Velipojës.



Figura 5.7. Përhapja e cunamit e shkallës se V në një pozicion tjetër.

Në këtë pozicion tjetër që kemi marrë qendrën dhe drejtimin e të njëjtit cunam që do të kishte valë 1m do të shikojmë që përmbytja që ai do të shkakonte do të jetë shumë më e madhe. Zonat bregdetare që ajo do të prekte do të jenë: Një pjesë e Bojana Island, Velipoja, bregdeti i Shëngjinit, zona bregdetare afër Lezhës, Rezervati i Kune-Vain-Tale. Shikojmë që një vendndodhje tjetër e të njëjtit cunam do të shkakonte shumë më tepër përmbytje në të njëjtën zonë bregdetare.

Për shkallën e VI të cunamit:

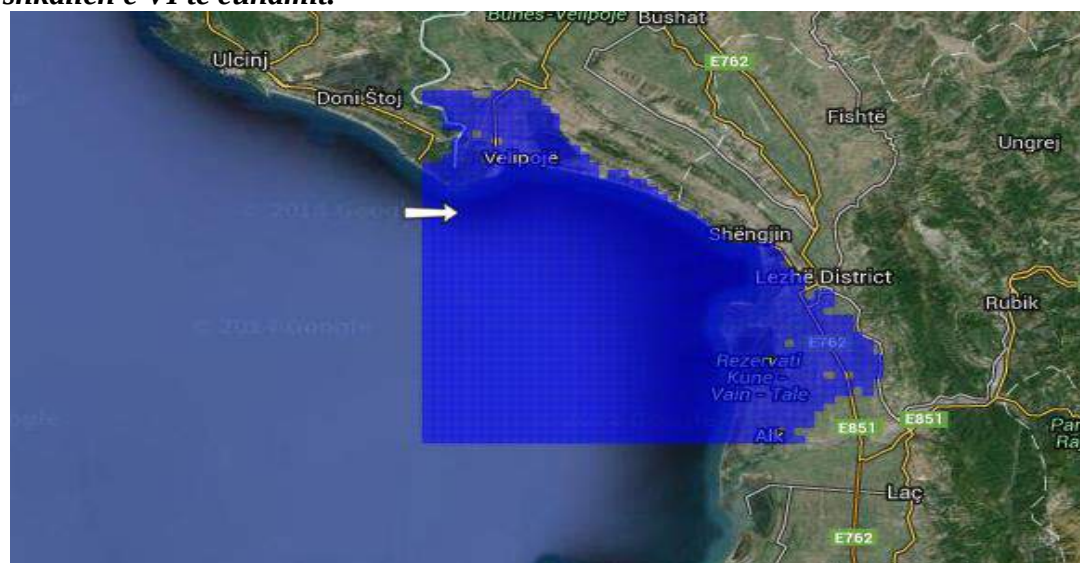


Figura 5.8. Përhapja e cunamit i shkallës së VI.

Ky cunam do të shkaktojë përmbytje në zonën e Velipojës, Shëngjinit, Lezhës, Rezervati i Kune-Vain-Tale dhe në Alk. Përhapja në zonën e Velipojës do të arrijë deri në rrugën kryesore dhe gjithashtu në zonën e Lezhës do të arrinte deri afër rrugës kryesore.



Figura 5.9. Përhapja e cunamit i shkallës së VI, me lartësi valë 2m dhe me një rang të përhapjes 30km.

Ky cunam do të arrinte që të shkaktonte përmbytje vetëm në një sipërfaqe të vogël në bregdetin e Velipojës.

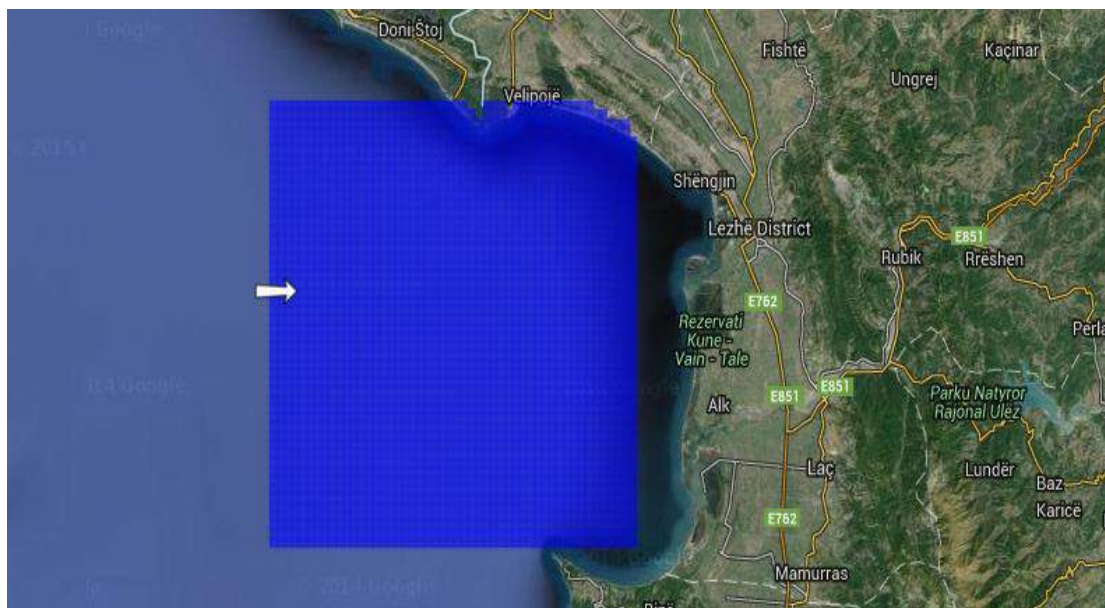


Figura 5.10. Përhapja e cunamit e shkallës së VI në një pozicion tjetër.

Ky cunam do të vepronte në një zonë pak më të gjerë se cunami më sipër, por vetëm në zonën e bregdetit të Velipojës. Pjesa tjetër e valës do të përhapej vetëm në det dhe nuk do të ishte e ndjeshme as nga anijet apo e dukshme nga pushuesit.



Figura 5.11. Përhapja e cunamit e shkallës së VI e lartesisë 2m.

Ky cunam do të arrinte të përhapej në të gjithë zonën bregdetare të Velipojës, Shëngjinit dhe në të gjithë zonën bregdetare deri afër Bizës. Përhapja e tij dhe përmytjet në zonat përreth do të jenë shume të ndjeshme dhe do te shkaktojnë goxha dëme.

Harta e profilit të dytë nga Kepi Rodonit në largësinë 125 km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

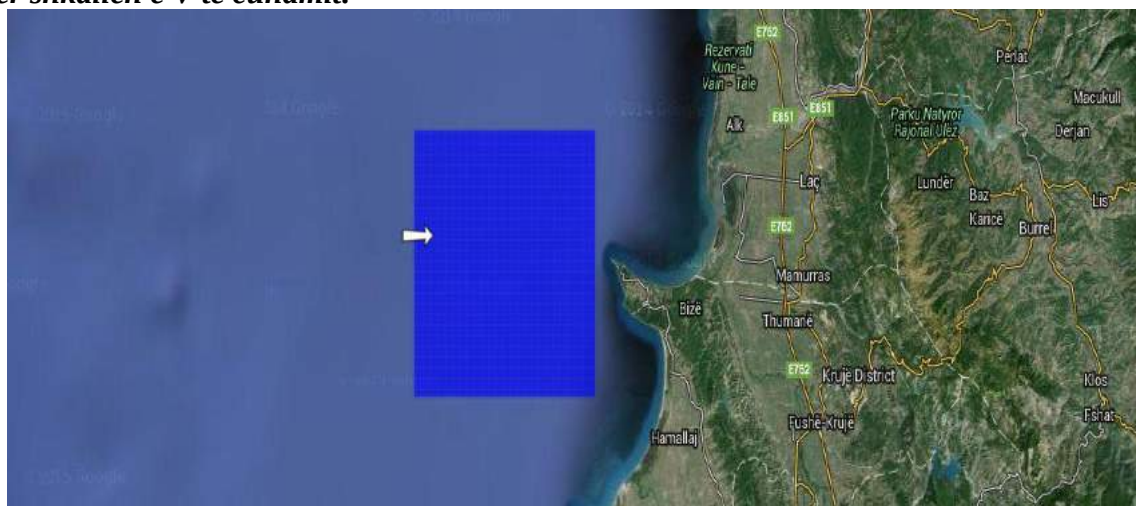


Figura 5.12. Cunam i shkallës së V në Kepin e Rodonit me lartësi vale 1m.

Ky cunam do të përhapej vetëm në det dhe nuk do të ndjehej as nga anijet apo të ishte i ndjeshëm për njerëzit. Maksimumi do të ndihej tërmeti që e shkaktonte atë.

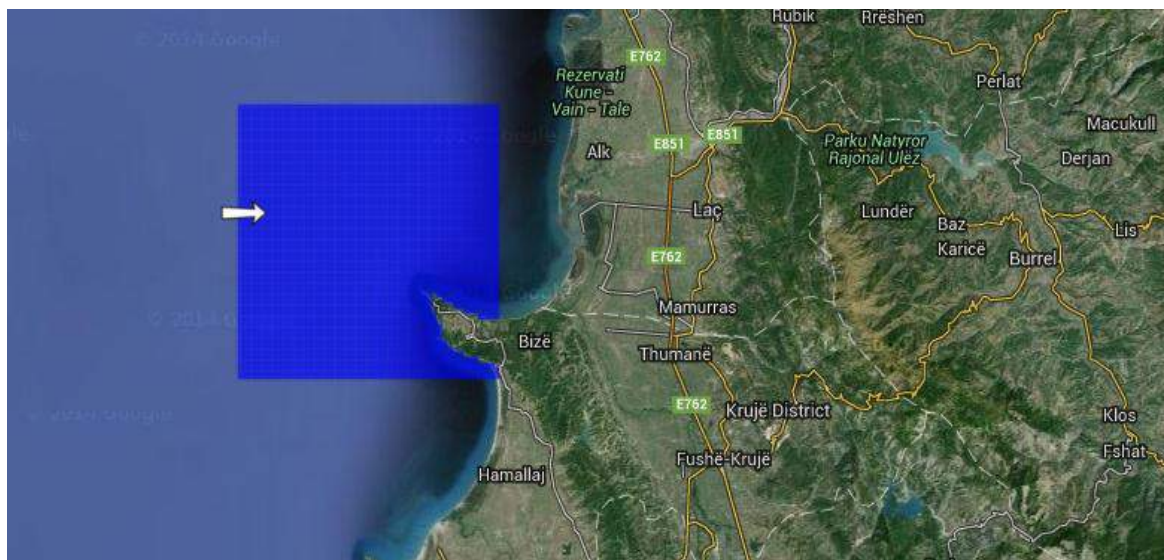


Figura 5.13 Përhapja e cunamit në Kepin e Rodonit në një pozicion të dytë.

Cunami do të ndikonte dhe do të përhapej vetëm në zonën bregdetare të Kepit të Rodonit. Përveç zonës bregdetare nuk do të shkaktonte përmbytje.

Për shkallën e VI të cunamit:

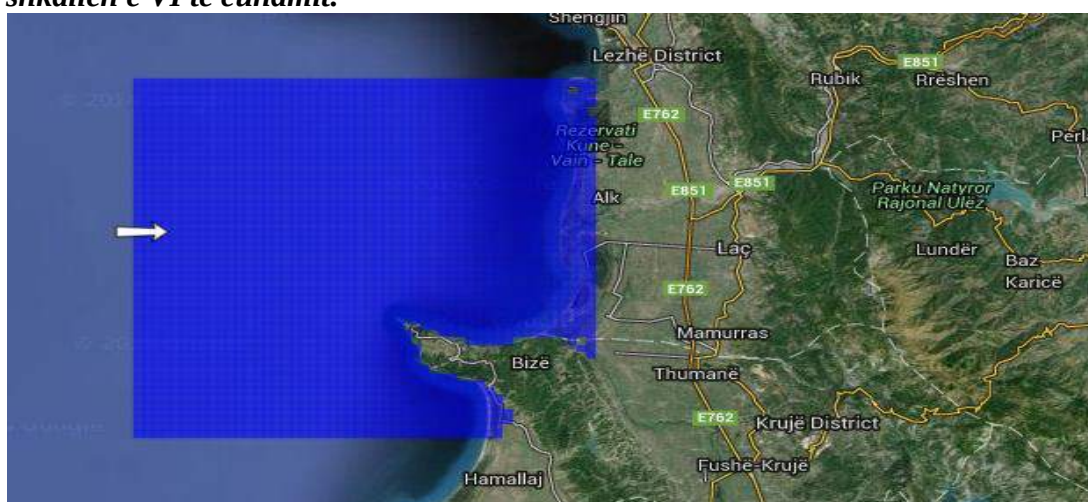


Figura 5.14 Përhapja e tërmetit të shkallës së VI, 2m lartësi.

Do të rrinte që të shkaktonte përmbytje në Rezervatin e Kune-Vain-Tale, Alk, dhe në Kepin e Rodonit në zonën bregdetare. Ndikimi i këtij cunami është i ndjeshëm kryesisht në pjesën poshtë Lezhës. Në këtë zonë do të përmbyteshin dhe banesa të vendësve dhe mund të kishte dëme të mëdha materiale.

Harta e profilit të tretë nga Durrësi në largësinë 110km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

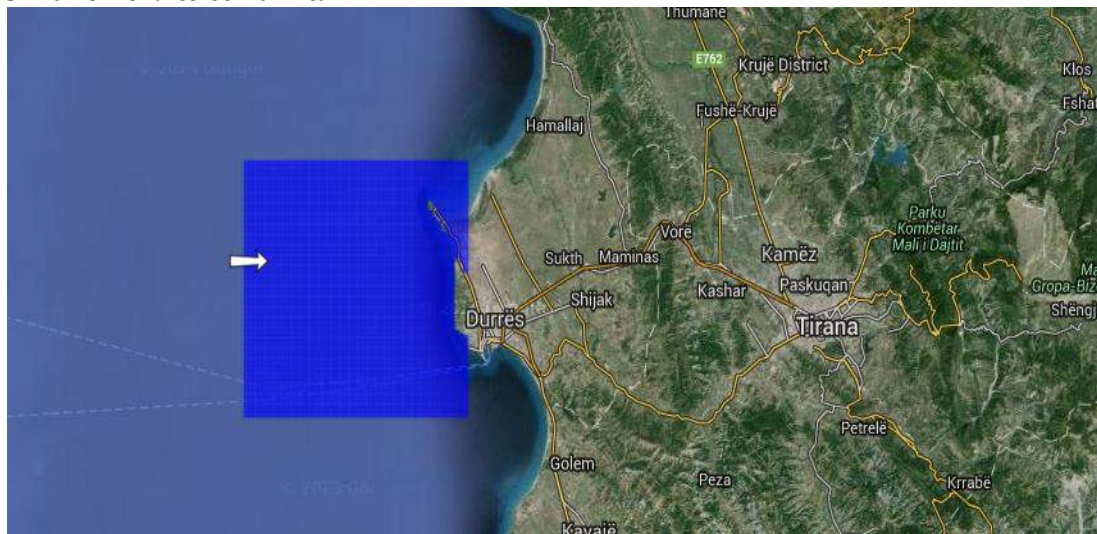


Figura 5.15. Përhapje e cunamit e shkallës së V me lartësi vale 1m.

Ky cunam do të shkaktonte përmbytje në të gjithë zonën bregdetare të qytetit të Durrësit, në të cilën mund të përfshijmë të gjithë pjesën e Vollgës, Currilat etj. Do të kishte shumë dëme të konsiderueshme materiale dhe ndoshta edhe në njerëz duke marrë parasysh që këto zona janë shumë të populluara dhe të rëndësishme përsa i përket turizmit. Ndërtimet janë të shumta dhe pothuajse në breg të detit. Ndaj cunami i këtij lloji duhet të merret shumë parasysh dhe të merren masa urgjente për një rast të tillë.

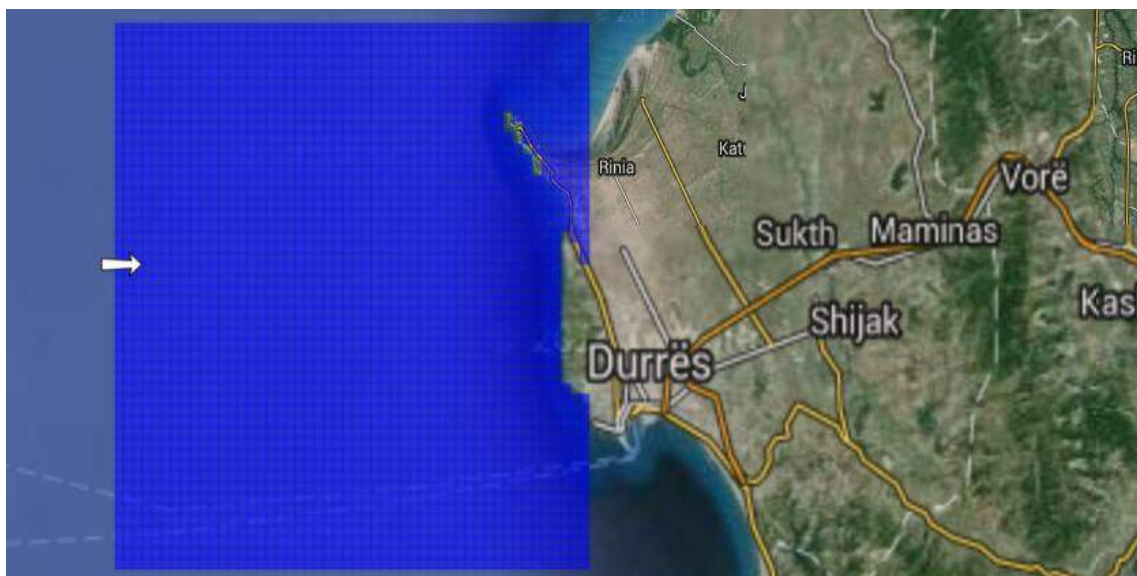


Figura 5.16 Përhapja e cunamit e shkallës së V në Durrës.

Ky cunam do të shkaktonte përmbytje akoma më të mëdha në qytetin e Durrësit pothuajse në gjithë zonën e Currilave dhe deri thellë në qytet.

Për shkallën e VI të cunamit:

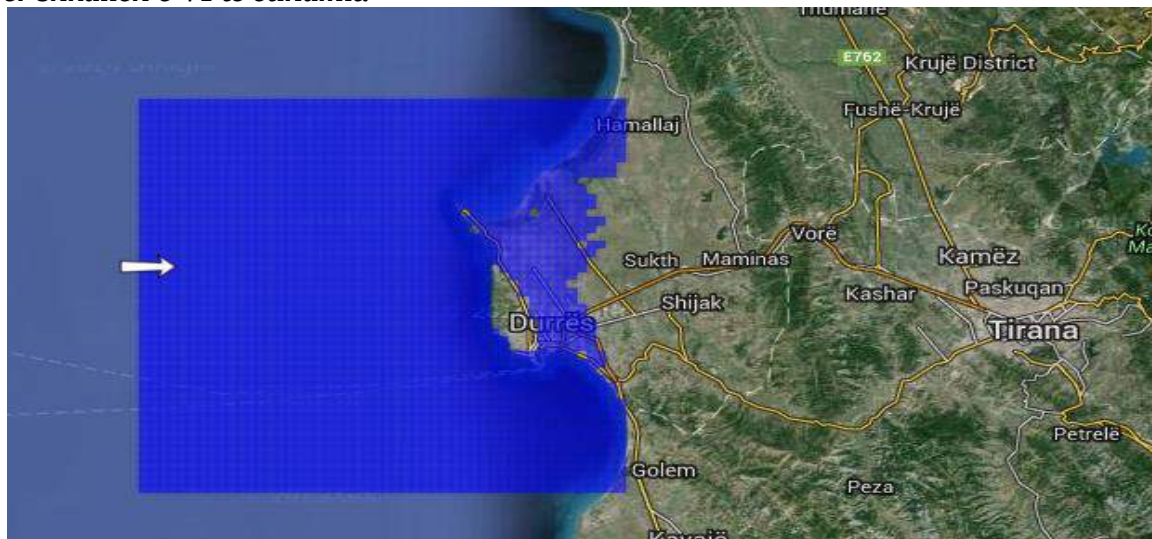


Figura 5.17. Përhapja e cunamit e shkallës së VI me lartësi vale 2m dhe përhapje 30km.

Cunami i një shkalle më të madhe në qytetin e Durrësit do të shkaktohte një përmbytje të rëndë në të gjithë qytetin, do të hynte dhe deri në zonat rurale si Hamallaj, Golem, afër Sukth-it. Por një përmbytje e tillë për qytetin e Durrësit do të ishte shumë fatale.

Harta e profilit të katërt nga Divjaka në largësinë 75km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

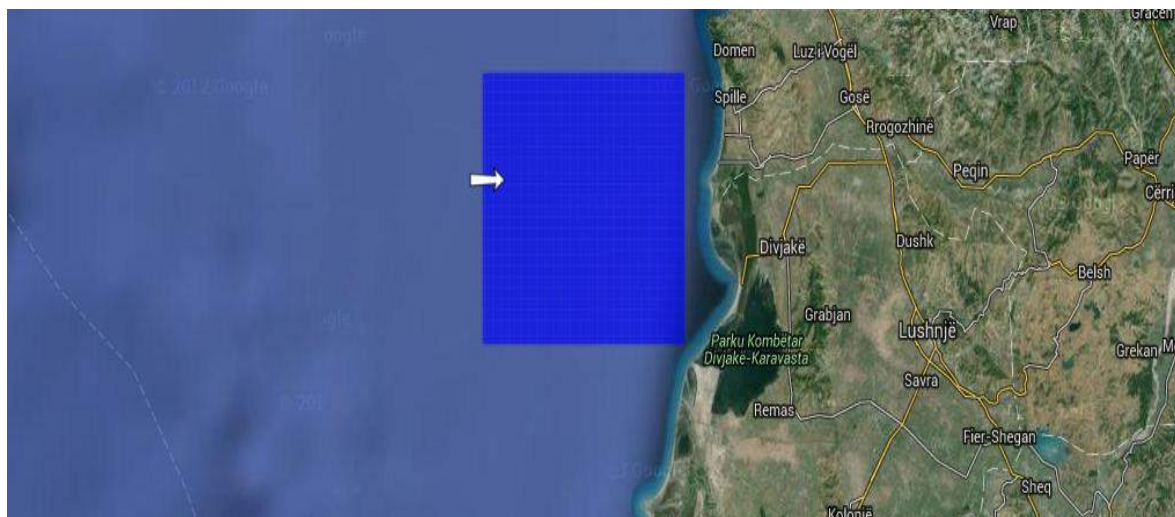


Figura 5.18. Përhapja e cunamit e shkallës së V, me lartësi vale 1m në Divjakë

Ky cunam do të kishte ndikim vetëm në zonën detare dhe nuk do të arrinte që të shkonte afër bregdetit. Mund të ishte i ndjeshëm vetëm për varkat.

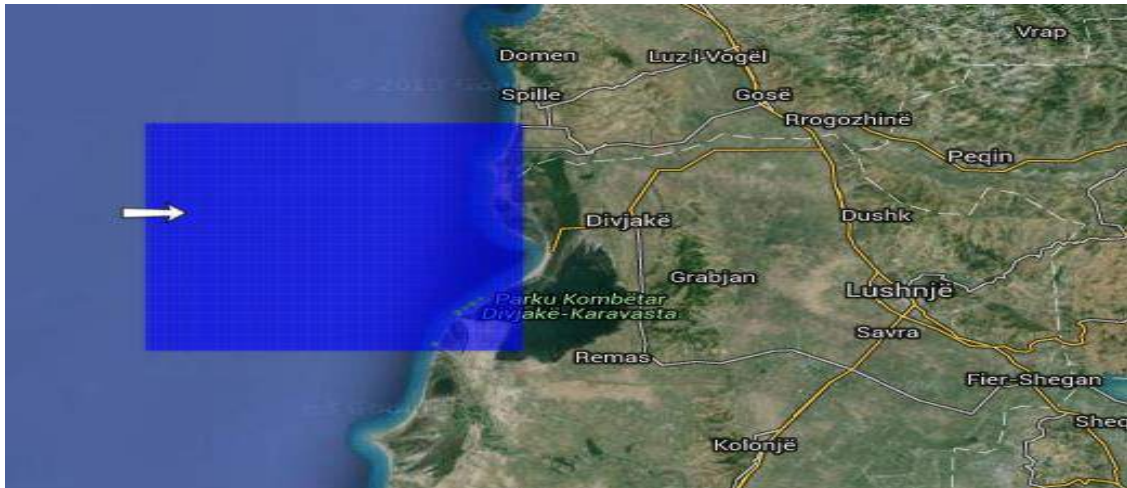


Figura 5.19. Përhapja e cunamit e shkallës së V në Divjakë me lartësi vale 1m në një pozicion tjetër.

Ky cunam do të shkaktonte përmbytje vetëm në zonën bregdetare të Parkut të Divjakës. Nuk do të kishte shumë ndikim në zonat përtej bregdetit.

Për shkallën e VI të cunamit:



Figura 5.20. Përhapja e tërmetit e shkallës së VI me lartësi vale 2m dhe përhapje 30km.

Cunami do të shkaktonte përmbytje serioze në parkun e Divjakës komplet, në rrugët kryesore, deri dhe afër zonave të banuara të Remas dhe në Spille.

Harta e profilit të pestë nga Grykëderdhja e Vjosës në largësinë 40 km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

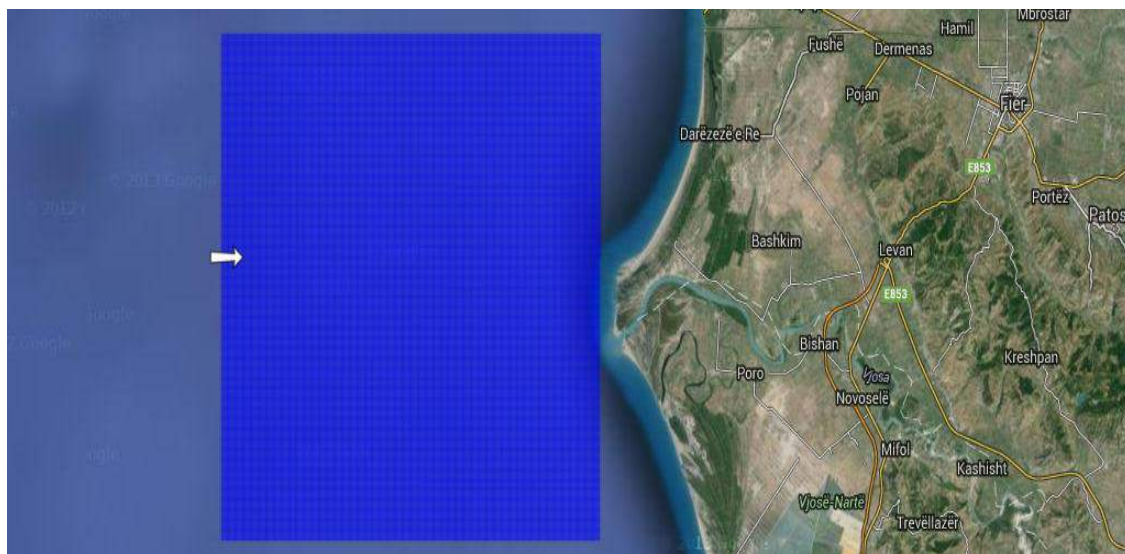


Figura 5.21. Përhapja e cunamit e shkallës së V në grykëderdhjen e Vjosës me lartësi vale 1m.

Ky cunam do të përhapej vetëm në det dhe nuk do të ishte i ndjeshëm në zonat përreth. Mund të ishte i ndjeshëm vetëm nga barkat.

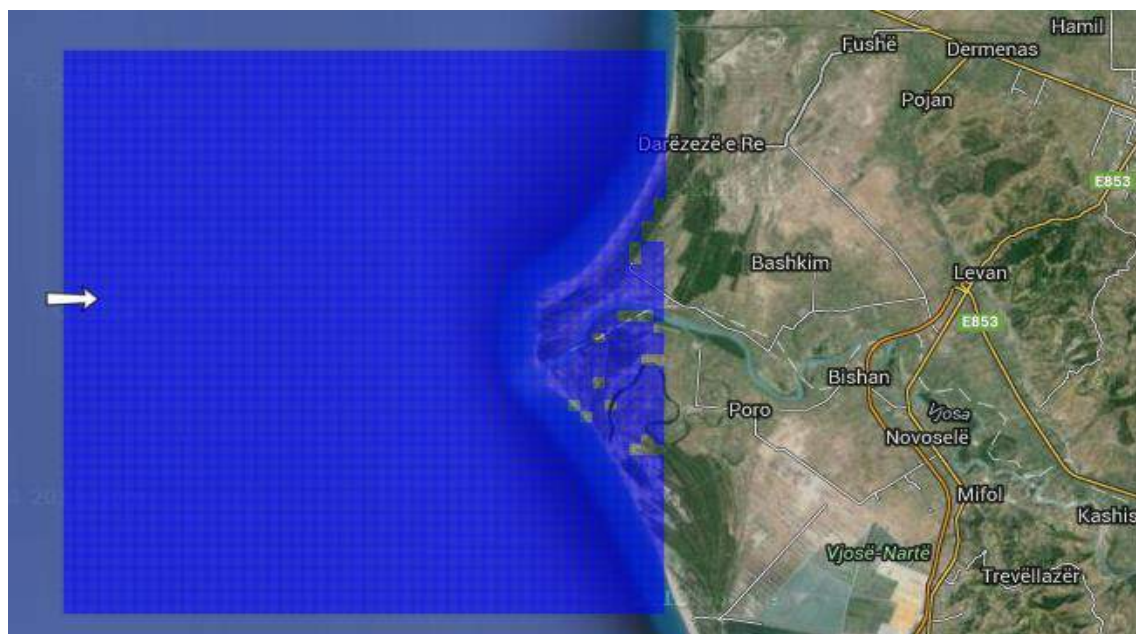


Figura 5.22. Përhapja e cunamit në një pozicion tjetër.

Ky cunam do të shkaktonte përmbytje në të gjithë zonën e grykëderdhjes së Vjosës dhe do të shkonte deri afër zonave të banueshme të Poro, gjithashtu do të shkaktonte përmbytje dhe në Darëzezë.

Për shkallën e VI të cunamit:

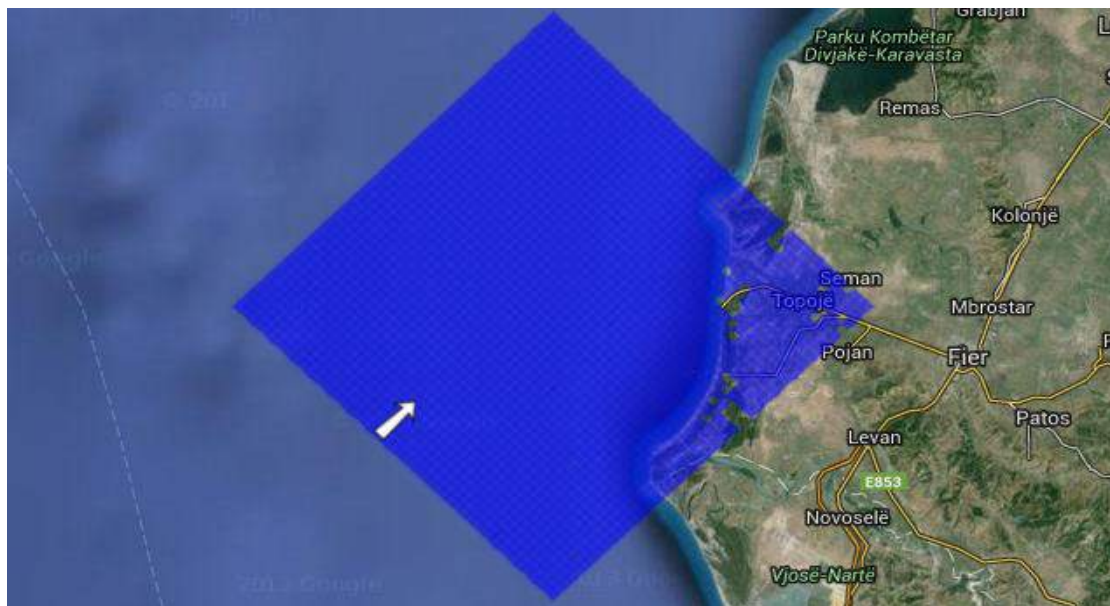


Figura 5.23. Përhapja e cunamit e shkallës VI, me lartësi vale 2m.

Cunami do të shkaktonte përmbytje në Seman deri në zonat e banueshme, në Topojë, në Pojan dhe gjithashtu do të përmbytej e gjithë pjesa bregdetare. Kjo do të ishte shumë më e rëndë gjatë sezonit turistik të plazhit.

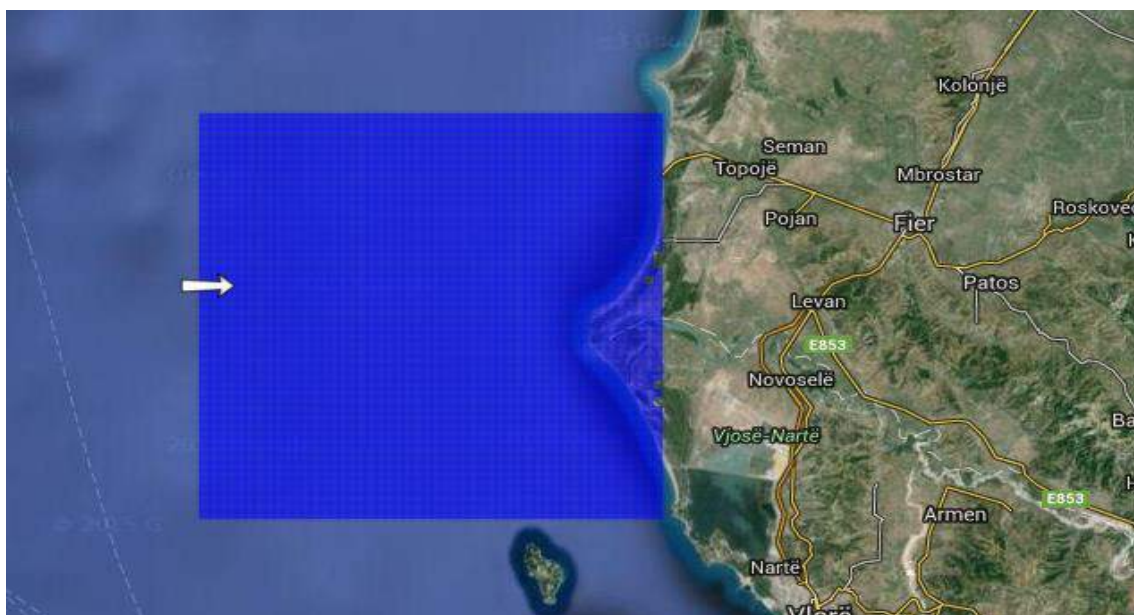


Figura 5.24 Përhapja në një pozicion të dytë.

Edhe në këtë pozicion tjetër të cunamit përmbutja do të ishte përsëri e njëjtë dhe do të përmbytej pothuajse e gjithë zona e Grykëderdhjes së Vjosës. Kjo zonë është dhe e gjitha ultësirë dhe pothuajse njëjloj me nivelin e detit.

Harta e profilit të gjashtë nga Vlorë në largësinë 50 km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

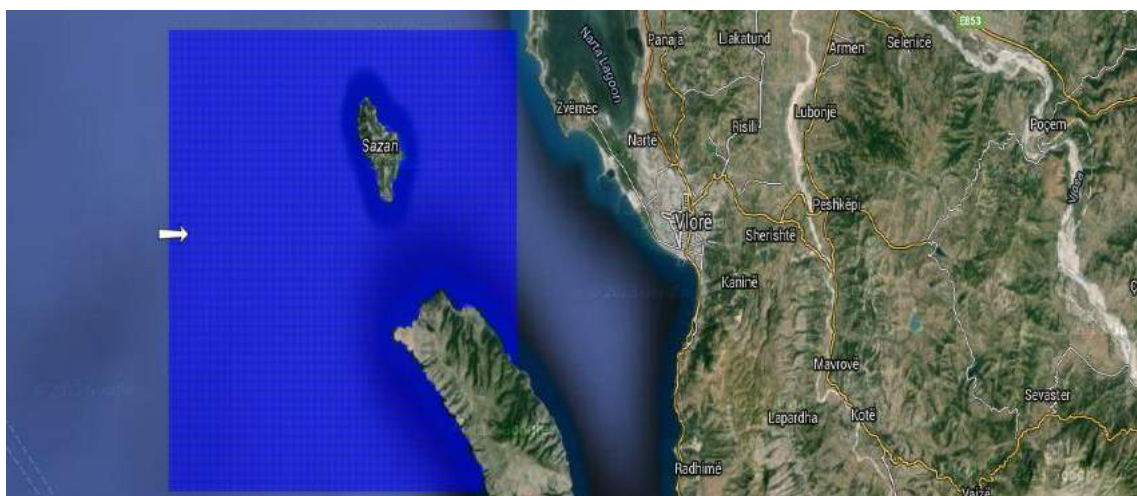


Figura 5.25. Përhapja e cunamit e shkallës së V në Vlorë me lartësi vale 1m.

Ky cunam do të shkaktonte kryesisht përmbytje në zonën bregdetare të Ishullit të Sazanit por për shkak se territori është kryesisht malor ndikimi i tij do të jetë i kufizuar.

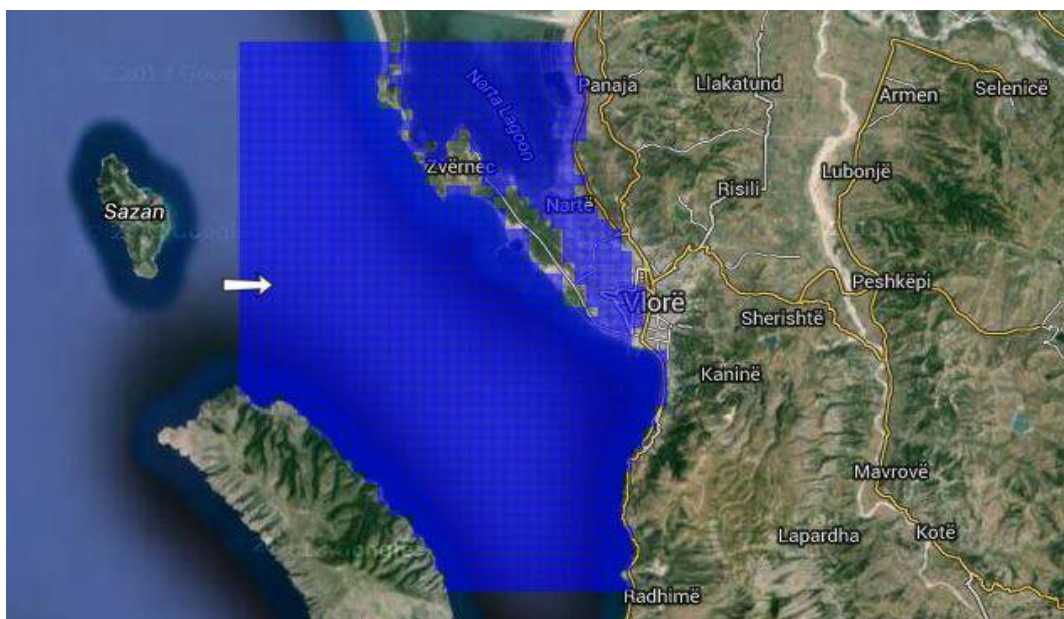


Figura 5.26 Përhapja e cunamit e shkallës V, në pozicion tjetër.

Një cunam i një tipi të tillë do të kishte ndikim shumë të madh në bregdetin tonë. Do të shkaktonte përmbytje të rënda në Vlorë, Zvërnec, Nartë, deri afër Kaninës dhe në Radhimë. Shikojmë që do të përmbytej e gjithë zona e qytetit të Vlorës dhe gjithë rruga kryesore që të çon deri në Radhimë.

Për shkallën e VI të cunamit:



Figura 5.27. Përhapja e cunamit e shkallës së VI me lartësi vale 2m në Vlorë.

Ky cunam do të ketë një ndikim shumë më të madh se cunami që pamë i shkallës së pestë. Ai do të futej deri afër zonës së Novoselës dhe deri në Orikum.

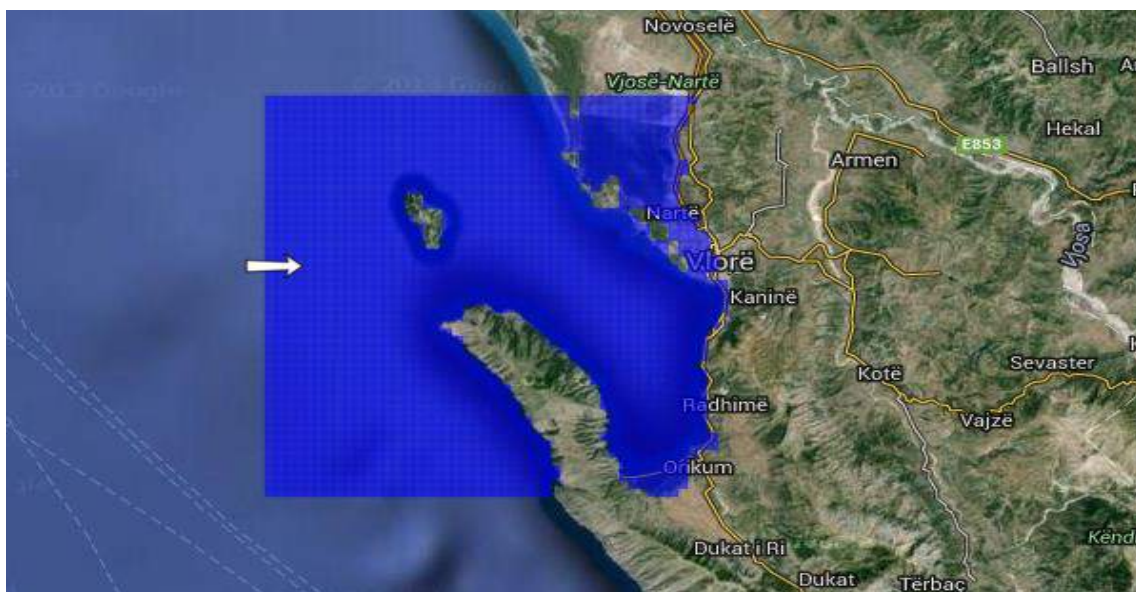


Figura 5.29 Përhapja e cunamit e shkallës VI me lartësi vale 2m, në Vlorë në një pozicion të dytë.

Ky cunam që kemi në figurën më sipër do të ndikonte edhe në ishullin e Sazanit, në Nartë, Novoselë, Vlorë, Kaninë, Radhimë, Orikum. Pothuajse gjithë bregdeti i Vlorës do të jetë i përmytur dhe gjithashtu dhe në zonat përreth. Vlora do të kishte përmytje të mëdha edhe në qytet. Humbjet në këtë rast do të jenë të konsiderueshme si në materiale por mund të kemi dhe humbje të mëdha dhe në njerëz.

Harta e profilit të shtatë nga Gjiri i Gramës në largësinë 25 km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

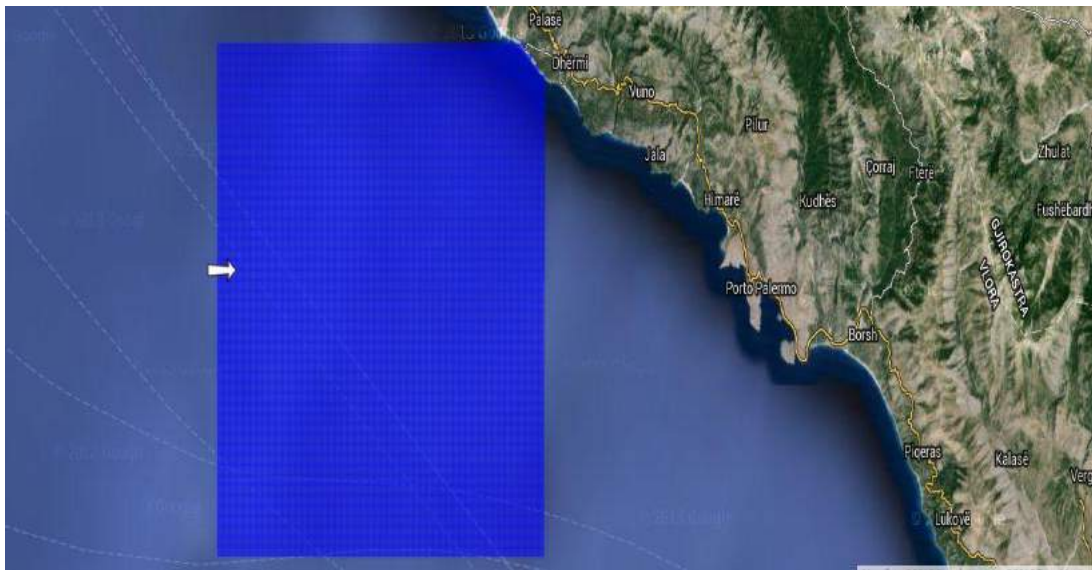


Figura 5.30. Përhapja e cunamit e shkallës V, në gjirin e Gramës me lartësi valë 1m.

Ku cunam do të kishte shumë pak ndikim në zonën e Dhërmisë, por vetëm gjatë bregdetit, duke marrë parasysh që është bregdet malor.

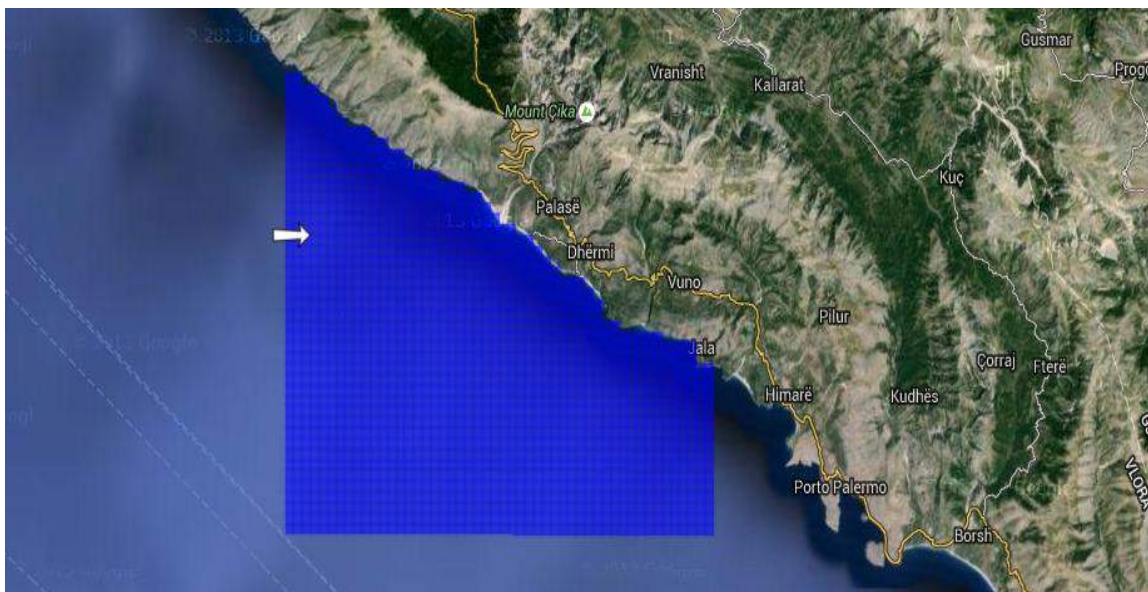


Figura 5.31 Përhapja e cunamit e shkallës V, në gjirin e Gramës në një pozicion të dytë.

Edhe ky cunam do të ketë ndikim në zonën e bregdetit të Dhërmi, Jalë, Palasë. Është i rrezikshëm kryesisht gjatë sezonit turistikë.

Për shkallën e VI të cunamit:



Figura 5.32. Përhapja e cunamit e shkallës VI , në gjirin e Gramës me lartësi vale 2m.

Ky cunam është njëlloj si ai më parë që do të ndikojë në zonën e bregdetit.

Harta e profilit të 8 nga Himara në largësinë 35 km të thellësisë maksimale:

Për shkallën e V të cunamit:

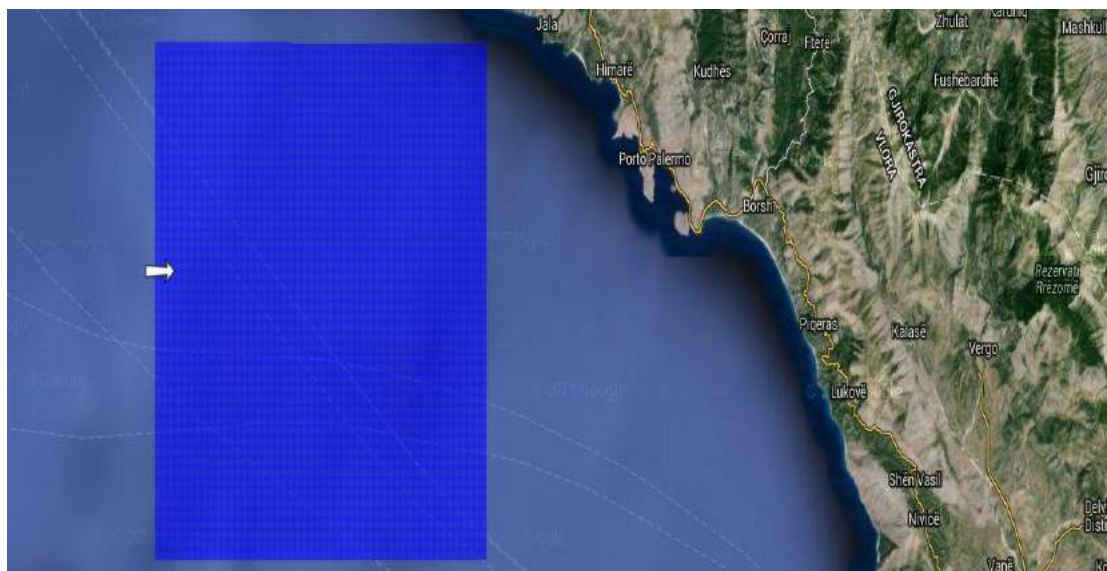


Figura 5.33. Përhapja e cunamit e shkallës V në Himarë, me lartësi vale 1 m.

Cunami do të ndihej vetëm në det. Mund të jetë i ndjeshem vetëm nga barkat por jo nga anijet e mëdha.

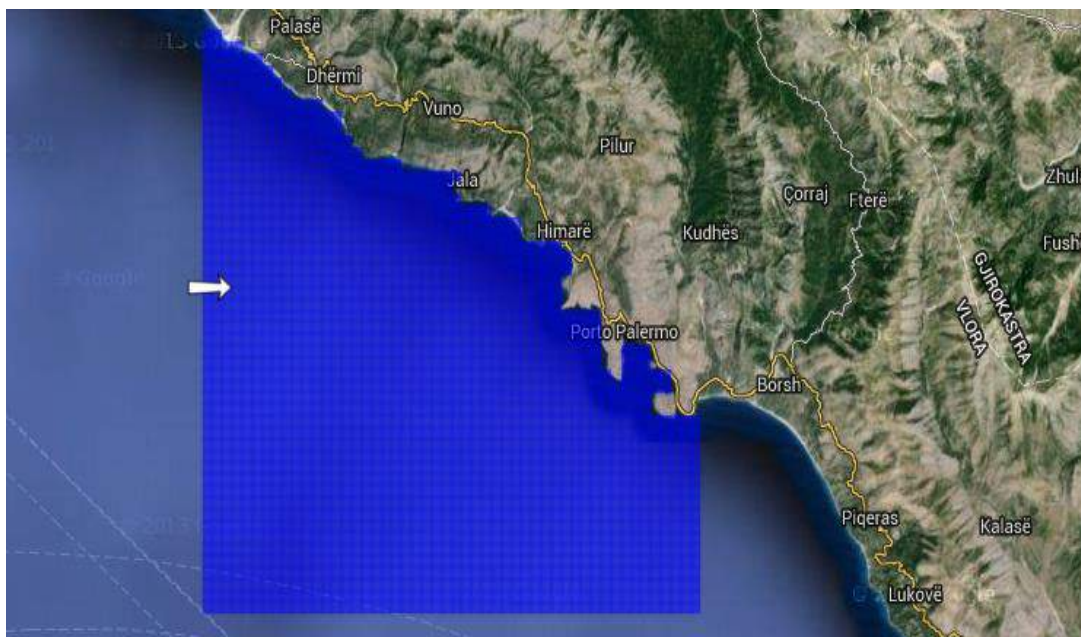


Figura 5.34. Përhapja e cunamit e shkallës V, në një pozicion të dytë.

Ky cunam do të ndikojë në të gjithë pjesën bregdetare të Jalë, Himarë, Porto Palermo dhe deri afër Borsh. Mund të ketë ndikim të madh dhe në njerez nëse ndodh në sezonin turistikë dhe është e mbipopulluar e gjithë zona. Shkakton dëme të mëdha materiale gjithashtu.

Për shkallën e VI të cunamit:

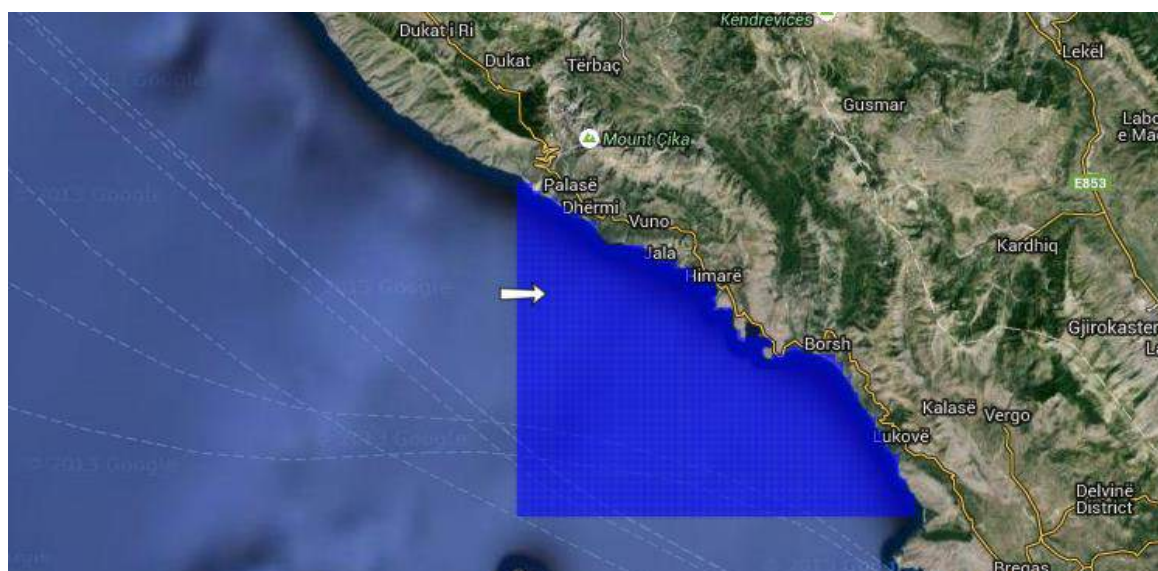


Figura 5.35. Përhapja e cunamit e shkallës VI, me lartësi valë 2m në Himarë.

Ky cunam do të shkaktoj përmbytje në zonën bregdetare të Palasës, Dhërmi, Jalë, Himarë, Borsh, Lukove dhe pak më poshtë. Zona bregdetare është e gjitha e rrezikuar dhe do të ketë dëme të mëdha.

Harta e profilit të 9 nga Saranda në largësin 4 km nga thellësia që është marrë në shqyrtim:

Për shkallën e V të cunamit:

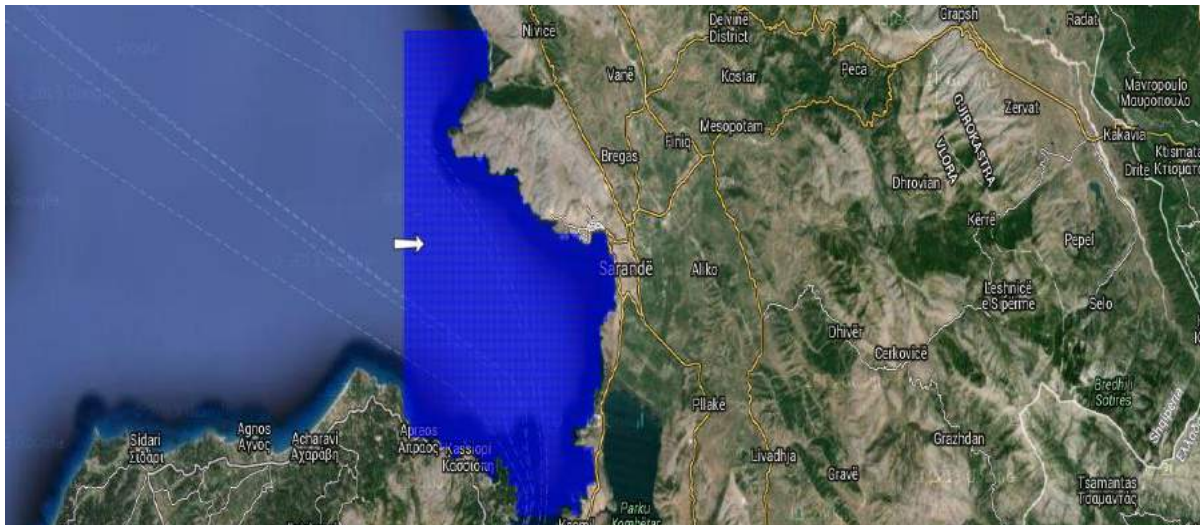


Figura 5.36. Përhapja e cunamit e shkallës V, me lartësi vale 1m në Sarandë.

Ky cunam do të shkaktonte përmbytje në të gjithë Sarandën, sidomos duke marrë parasysh që i gjithë qyteti është pak metra mbi ujë dhe do të kishte dëme të mëdha në njerëz dhe dëme materiale.



Figura 5.37. Përhapja e cunamit e shkallës V, në një pozicion tjetër në Sarandë.

Cunami në figurën më sipër është marrë me një drejtim tjetër të ndikimit të tij dhe do të shkaktonte përmbytje në zonat e Lukovë, Shën Vasil, Nivicem dhe gjithashtu do të ishte i ndjeshëm dhe për qytetin e Sarandës.

Për shkallën e VI të cunamit:



Figura 5.38. Përhapja e cunamit e shkallës VI, në Sarandë me një lartësi valë 2m.

Ky cunam i shkallës së VI dhe me lartësi vale 2 metër do të kishte një ndikim shumë të madh si në Sarandë dhe në Parkun Kombëtar të Butrintit, por dhe në territorin fqinjë të Greqisë. Përmbytja e shkaktuar do të ishte e konsiderueshme në të gjithë zonën.

KAPITULLI VI

VI. PARALAJMERIMËT E CUNAMIT PËR BREGDETIN ADRIATIK DHE JON

VI.1. Sistemet e paralajmerimit të Cunameve

Sistemet e paralajmërimit të cunameve egzistojnë por ato janë ende në zhvillim sidomos për një vend si ne. Kryesisht ato janë më të aplikueshëm në vendet që kanë kontakt të drejtpërdrejtë me oqeanin dhe në të cilat rreziku është më i madh. Natyrisht që për këto dukuri natyrore vetë natyra na ofron një sistem të vetin të paralajmërimit. Nëse vala kryesore është një lugë dhe deti tërhiqet atëhere vetë natyra po na paralajmëron, nëse vala kryesore është një kreshtë atëhere ajo është shenjë për gjërat që do të vijnë. Paraqitja për veprimin e cunamit do të paralajmërojë humbjen e jetës së njerëzve në bregdet dhe largimin e njerëzve nga një fenomen i tillë.

Parashikime të cunamit:

- Sistemet e parashikimit të kompjuterizuara.
- Shenjat e kompjuterizuara për të infomuar publikun se ku të shkojnë në rastin e një ndodhie të tillë.
- Veprime të kafshëve që janë afër.

Parandalimi i dëmeve:

- Japonia ka ndërtuar mure detare afër zonave të populluara.
- Vende të tjera kanë përdorur **foodgate** (porta që hapen dhe mbyllen në rastet kur ka rrezik për ngjarjen e cunameve) të cilat e drejtojnë ujin në vende të tjera nga popullimi i njerëzve.
- Shpesh herë nëse cunami është më i madh se pengesat që vendosen në plazhe atëhere përdoren më shumë se një pengesë.
- Gjithashtu për cunamet janë pengese të madhe dhe shkëmbinjtë nën ujorë.

VI.2. Funksionimi i Sistemeve të paralajmërimit të cunamit

Sistemet e paralajmërimit të cunamit kërkojnë fuqi të transmetimit të të dhënave. Kjo është ilustruar në 21 maj 2003 pas tërmetit Boumerdes (Algjeri) kur kabllot nëndetare të internetit dhe telefonave për transmetimit midis Magreb dhe Evropës janë dëmtuar. Më pas transmetimi i të dhënave satelitore është kërkuar që të sigurojë mbulim më të madh të zonës së komunikimit të përhershëm në rastet e tërmeteve të mëdha në Mesdhe. Kjo është shumë e rëndësishme dhe efektive në kohë, për një sistem të paralajmërimit të cunameve të fuqishëm. Objekti kryesor i këtij projekti është që të vendosi në dispozicion në kohë reale të dhënat e valëve të fuqishme nga stacionet me bandë të gjerë sizmike të instaluar në kohët e fundit të cilat operojnë në stacionet e Institut National de la Meteorologie (INM) i Tunizisë në vëzhgimet sizmiologjike midis Maghrebian dhe Europiane dhe në kërkimet e komuniteteve globale. Ai kontribuon në sistemet efektive paralajmëruese të cunamit në rajonet e Mesdheut duke ofruar të dhëna kyçe në kohë reale të cilat sot mungojnë për monitorimin e baseneve të Mesdheut Qëndror dhe Perëndimor. Projekti u financua nga JRC (Qendra Kërkimore e

Përbashkët e Komisionit European) dhe udhëhequr nga EMSC. Ai përfitoi nga projekti fillestar i inicuar në vitin 2006 nga EMSC midis INM dhe Monakos me mbështetjen shkencore të GeoAzure (Nice). Tre stacione janë instaluar me sensor me bandë të gjerë dhe transmetimin e të dhënave moderne në INM. Në varësi të kushteve lokale në kohë reale transmetimi i të dhënave është bazuar në linjën e VSAT (satelitor) ose linja të shtrira në tokë. Në bashkëpunim me INM, GFZ në Gjermani i bënte të dhënat Tuniziane të vlefshme dhe në dispozicion në kohë reale në NEAMTWS (North East Atlantic dhe Mediaterranean Region Tsunami Warning System) në bazë të projektit të GITEWS sipas standarteve ekzistuese ORFEUS. Të dhënat transmetohen nga INM në GFZ përmes sistemit të veçantë VSAT nga GFZ në rrjetin e saj GEOFON. Një 1.8m antenat VSAT (dhe pajisje të tjera të lidhura) janë instaluar në çatinë e INM. Në kohën e instalimit 2 prej tre stacioneve me bandë të gjerë tuniziane janë transmetuar. Stacioni i tretë, në Tataouine është duke u finalizuar dhe duhet të transmetojë së shpejti. Mirëmbajtja në anën e tunizianeve sigurohet nga pjesëmarrja aktive e stafit të INM që është një strategji me shumë përfitime në zemër të projektit. Nga njëra anë INM i bënte të dhënat e saj kombëtare të vlefshme në kohë reale si një kontribut tunizian për ngritjen e një sistemi për paralajmërimin e cunamit në rajonin e Mesdheut. Nga ana tjetër aftësia e tyre për monitorimin automatik të tërmeteve në kohë reale është rritur me zbatimin e software-it SeisComp3 dhe integrimin në përpunimin në kohë reale të të dhënave nga stacionet në Maltë, Sardenjë, dhe Europë. Ky rrjet monitorimi virtual ofron një mbulim të shkëlqyer për pellgun e Mesdheut Qëndror dhe përtej tij. Ky kapacitet është ilustruar në 10 Mars vetëm disa orë pas implementimit të softwarë pas lokalizimit të saktë dhe të shpejtë me M4.8 në Serbi. Stafi i INM iu nënshtrua një trajnimit 2-ditor për të zotëruar pajisjet e reja dhe software-ët. QWIDS/Eids gjithashtu u implementua dhe për kontributet e shpejta dhe të fuqishme të EMSC të shërbimeve në kohë reale e tërmeteve dhe të përmirësimit vizibilitetit e saj. Zbatimi u zhvillua në Tunis në 8 mars deri në 12 Mars 2010. Janë përfshirë 6 shkencëtarë nga GFZ, GEMPA, GeoAzur dhe EMSC si dhe 10 nga personeli i INM. Mbulimi i shtypit ishte i shpejtë dhe efikas.

Në përmbledhje, projekti ishte shumë i suksesshëm në marrjen e të dhënave të formës së valëve në kohë reale nga stacionet e rrjetit kombëtar Tunizian. Kjo është një arritje e rëndësishme dhe unike në Afrikën Veriore. Kjo u realizua në bashkëpunimin e ngushtë me partnerin tonë në Tunizi, i INM, i cili fitoi një sistem efikas në kohë reale për monitorimin automatik të tërmeteve. Këto të dhëna janë integruar në disa sisteme të monitorimit në kohë reale: në GeoAzur (France), GFZ (Gjermani), INGV (Itali), LDG (France), Universiteti i Maltës, dhe janë bërë disa diskutime të vazhdueshme me CRAAG (Algjeri).

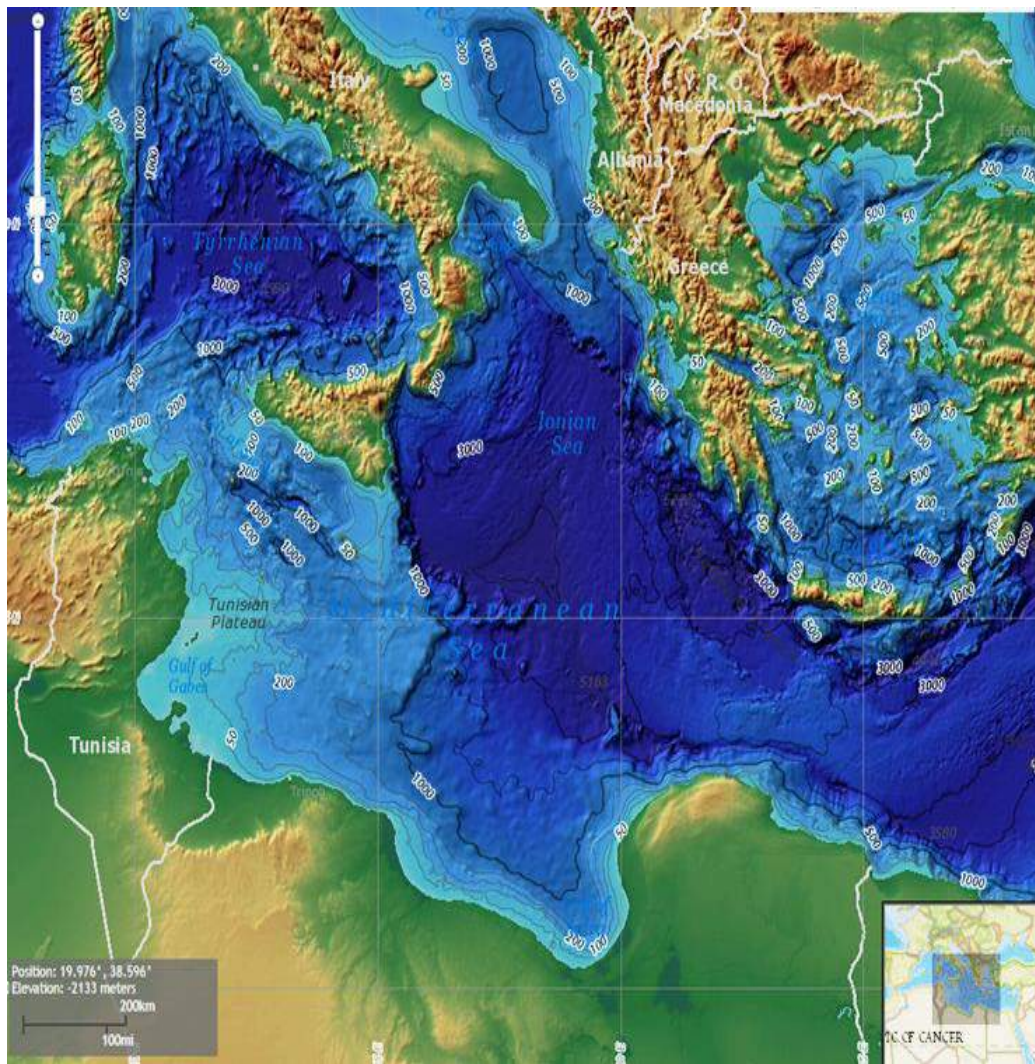


Figura 6.1 Harte e Detit Mesdhe bashkë me thellësitë.

VI.3. Shkallët e rrezikut të cunamit në vendin tonë

Simulimet mbi bregdetin e Shqipërisë në zonat që janë marrë në studim na kanë nxjerrë disa shkallë të rrezikut të cunamit si më poshtë.

Nisur nga Harta e pritshmërisë së cunameve në territorin tonë duke u nisur nga tre shkallët më të larta që ndodhin në territorin e Shqipërisë:

- **Shkalla V e cunamit që konsiderohet i fortë (lartësia e valës arrin deri në 1m)**
Përhapja maksimale që arrin ky cunam në det është deri në 20 km nga zona në të cilin fillon. Ndaj që të ndodhte një cunami i tillë dhe të arrinte në tokë duhet të ndodhë në largësinë 20 km nga bregu ose pak më afër. Nëse do të ndodhte më thellë në det ky cunam do të ndihej shumë pak nga anijet dhe do të ishte pak i vëzhgueshëm nga bregu.
- **Shkalla e VI e cunamit që konsiderohet pak i dëmshëm (lartësia e valës arrin deri në 2m)**

Lartësia maksimale e valës shkon deri në 2 m dhe përhapja maksimale e valës së cunamit shkon deri në 30 km nga vendi i ngjarjes.

- **Shkalla e VII e cunamit që konsiderohet i dëmshëm (lartësia e valës deri në 4m)**
Lartësia e valës shkon deri në 4 m dhe largësia përhapjes së valës arrin të shkojë deri në 60 km nga vendi i ngjarjes.

Më poshtë kemi një figurë që tregon shumë pastër për atë që mund të ndodh dhe për rastin e rrezikut të cunamit në një lartësi valë 2 m në bregdetet tona. Kjo është kryesisht për ato bregdete në të cilat qyteti është shumë afër.



Figura 6.2 Pamje të një cunami me një lartësi valë afërsisht 2 m.

VI.4 Sistem për paralajmërimin e Cunamit

Më poshtë kemi paraqitur komponentët kryesorë për një sistem të parajmërimit të cunamit.

VI.4.1 Vlerësimi i parametrave të tërmetit

Një rrjet sizmik i stacioneve sizmike të bazuar në tokë dhe në satelitë për detektimin e tërmeteve dhe vlerësimin e parametrave fokusus në zonat cunamigjene të njohura. Kjo është kërkesa e parë për një qendër të paralajmërimit të tërmeteve. Këtë neve e kemi të gatshme dhe të ndërtuar vetëm se duhet të bëhet një shtesë për monitorim të zonave specifike të bregdetit që deri tani i njohim dhe i kemi studiuar si zona cunamigjene

VI.4.2 Monitorimi i nivelit të detit

Në mënyrë që të konfirmohet se kur një tërmet do të shkaktonte cunam, është e nevojshme që të matet niveli i ndryshimit të ujit afër zonave burim dhe me propabilitet të madh. Rregjistruerit e presionit të fundit (Bottom Pressure Recorders BPR) janë përdorur për të detektuar përhapjen e valës së cunamit në dete dhe si pasojë dhe nivelin e detit. Ne duhet të planifikojmë në detet tona për të instaluar rregjistruer të presionit të basenit. Në detin Mesdhe siç e kemi paraqitur dhe më sipër janë instaluar disa sensorë të tillë dhe ata do të ishin shumë të rekomandueshëm që të instaloheshin dhe në detet tona. Këta detektorë janë të aftë që të shikojnë dhe ndryshimin e nivelit të ujit dhe me 1 cm në thellësi më të mëdha se 6 km. Një rrjet për kapjen e valëve të baticës përgjatë bregut gjithashtu do të ndihmonte në monitorimin e progresit të cunamit dhe vlerësimin e skenarit. Në vende të ndryshme janë marrë të dhëna të ndryshme në kohë reale siç është dhe sistemi i paralajmërimit Tunisian për detin Mesdhe. Por janë zhvilluar dhe softe specifike për simulimin dhe për shikimin e mundësisë për raste të cunameve.

VI.4.3 Modelimi i cunamit

Modelime të ndryshme të cunamit na japin mangësi në mënyra të ndryshme të modelit të valës. Pasi vala e cunamit është një valë specifike dhe e veçantë dhe nga valët e detit dhe valët e baticës. Ajo është një valë që kalon në basenin e detit dhe në të ndikojnë faktorë të ndryshëm. Modelet e cunamit kryesisht marrin si parametra të inputit deformimet sizmike. Si deformim sizmikë është përdorimi i parametrat të tërmeteve si lokalizimi, fokusimi në thellësi, thyerja, këndi i deformimit. Në kohën e një tërmeti vetëm lokalizimi, magnituda dhe fokusimi i thellësisë janë të disponueshëm menjëherë. Të gjithë parametra e tjerë të nevojshëm llogariten nga magnituda. Gjithashtu kemi arritur që të ndërtojmë një database për vendet e parashikimit të cunameve. Në kohën që ndodh një cunam duke u bazuar në vendodhjen e tij dhe magnitudën e tërmetit, bashkimi i të gjitha të dhënave të burimit nëse ai ndodh në det të hapur dhe duke u bazuar në skenarët që kemi paraqitur në database janë paraqitur gjithashtu disa shkallë për ndikimin e tij në bregdet. Një tjetër mënyrë e bazuar në tre ngjyra se si mund të paraqitën shkallët e ndikimit në bregdet janë:

- E verdhë (nuk ka ndikim në bregdet).
- Portokalli (ka ndikim vetëm në zonën e plazhit dhe duhet të paralajmërohen zonat e turizmit bregdetar).
- E kuqe (rastet kur cunami do të ketë ndikim të thellë në tokë dhe ka rrezik dhe në shkatërrimin e shtëpive dhe përmbytje në zona të thella).

VI.4.4 Të dhënat me një saktësi të madhe të marra në bathimetrinë dhe topografinë bregdetare

Gjenerimi dhe update-imi i të dhënave me një rezolucion të madh të bazuara në bathimetri, topografinë bregdetare, përdorimin e tokës bregdetare dhe hartat e rrezikut të cunamit. Saktësia e ndodhjes së modelit është e lidhur direkte me cilësinë e të dhënave që përdoren për të ndërtuar modelin e bathimetrisë dhe të topografisë së zonës. Bathimetria bregdetare është përcaktuesi kryesor i lartësisë së valës së cunamit dhe ajo i përshtatet bregdetit. Rezolucioni i lartë i të dhënave të bathimetrisë është çelësi për modele të ndryshme cunamesh.

VI.4.5 Qendrat e paralajmërimit

Një qendër për vëzhgimin e cunameve për llogaritjet e nevojshme, komunikimin, infrastrukturën e suportin teknik të infrastrukturës si dhe të aplikacioneve të nevojshme të software-ve dhe vlerësimin e të dhënave të marra. Këto të dhëna duhet të shfaqen, analizohen, modelohen dhe vendosjet e një sistemi të suportit për gjenerimin e procedurave të sistemeve për paralajmërimin e cunameve. Një qendër monitorimi e cunameve monitoron në mënyrë të vazhdueshme aktivitetin sizmik të zonave që janë shfaqur me problematike dhe të nivelit të detit nëpërmjet një rrjeti kombëtar dhe ndërkombëtar të të dhënave. Monitorimi i nivelit të ujit na konfirmon rastin e mundësisë dhe të rrezitur të cunamit. Një aplikacion software i ndërtuar për monitorimin e cunameve na gjeneron alarmet kurdo që do të këtë mundësi për afrimin e një ngjarjeje të tillë. Buletinet e cunameve janë gjithashtu baza për një paravendosje për rregullat dhe procedurat e standareve të veprimit.

PËRFUNDIME

Nga ky studimi u arritën disa rezultate dhe përfundime mbi cunamet në detin Adriatik dhe Jon dhe ndërtimin e një sistemi të paralajmërimit të tyre.

Duke u nisur nga ngjarjet historike të ndodhura arrijme në këto konkluzione:

Së pari të dhënat historike për ngjarjen e një cunami në detet tona datojnë në shekullin e kaluar. Ato nuk kanë patur humbje të mëdha në njerëz për shkak se dhe popullsia në këto zona ka qënë shumë e vogël dhe gjithashtu ketu tek ne nuk ekzistojnë database të mirëfilltë për të dhëna të tilla.

Së dyti nga ngjarjet historike gjithashtu mund të themi që vendi ynë ende rrezikon për një fenomen të tillë natyror. Jo vetëm për ngjarje të thjeshta të cunameve të gjeneruar nga tërmetet por edhe ngjarje që mund të jenë katastrofike për vendin tonë dhe për gjithë rajonet përreth. Një cunam i tillë ka qënë ai i shkaktuar nga rrëshqitja e malit Etna 8000 vite më parë dhe ende sot po behën kërkime nga një grup shkencëtarësh nëse ka mundësi për ngjarje të tilla në të ardhmen. Gjithashtu është dhe i dikutueshëm fakti se çfarë masash paraprake mund të marrim përpara një fenomeni të tillë.

Se treti nga historia kemi njohjen që në bregdetin tonë mund të ndodhë një cunam i shkaktuar nga tërmetet me një magnitudë mbi 6,5. Siç mund të ndodh në bregdetin tonë ashtu dhe në bregdetet fqinjë mund të shkaktohet një cunam në të dyja anët.

Duke u nisur nga të dhënat e ndërtimit sedimental të të dyja deteve arrijmë në këto përfundime:

Së pari duke u nisur nga fizionomia e detit Adriatik ne kemi të dhëna për disa depozita të cunamit. Sedimentet e tij do të ndikonin në krijimin e një sasive të konsiderueshme ranore të valës së cunamit. Aty mund të pritet ndodhja e një cunami me amplitudë maksimale disa metra.

Së dyti në zonën tonë të detit Jon nga ndërtimi i tij i sedimenteve raze dhe strukturës së lartë shkëmbore në disa nga zonat e bregdetit është shumë e vështirë që të ndodh një cunam në dimensionin detar. Vala maksimale mund të arrijë deri në 2 metër. Kurse më poshtë drejtë Sarandës duke qënë që qyteti është vetëm pak metra mbi detin duhet të merren në konsideratë ndërtimi i disa masave penguese sepse edhe një cunam me dimensione të vogla mund të sillte shkatërrime. Kjo gjithashtu duhet të merret parasysh dhe në ishujt e Ksamilit meqënëse këto janë shumë të frekuentuara gjatë sezonit të verës.

Së treti rajoni më i rrezikuar është vija bregdetare perëndimore e Adriatikut. Megjithëse rastet me magnitudë të vogla janë më të shpeshta dhe përdorimi i vlerave maksimale të mundshme për llogaritjen e rrezikut të cunamit është thelbësorë për mbrojtjen e detit Adriatik.

Përfundimet e nxjerra nga bathimetria e deteve Adriatik dhe Jon:

Së pari secili prej këtyre profileve që kemi marrë ka një strukturë shumë të veçantë dhe ajo që presim është që një termet i ndodhur në zona të ndryshme të këtyre profileve do të ndikojë në mënyra të ndryshme.

Së dyti këtë e themi duke u nisur në bazë të gjeometrisë komplekse që kanë. Nga ajo çfarë shikojmë kemi një zonë shumë të thellë krahasuar me të tjerat.

Së treti në pjesën veriore bregdeti është më thellë dhe në zonat të tilla si Vlora, Himara, Durrësi dhe Grykëderdhja e Vjosës mund të ndodhë që të kemi ngjarje të cunameve.

Së katërti kjo është e mundur duke u nisur nga fakti që nëse ndodh një tërmet me një magnitudë më të madhe se M7 vala ujore në këto zona mund të marri një ngritje të konsiderueshme dhe një përhapje shumë të madhe në zonën bregdetare.

Konkluzionet për skenari i vlerësimit të rrezikut të cunamit me origjinë tektonike në detet Adriatik dhe Jon:

Së pari objektivi kryesor i kësaj pune ishte analiza e cunamit të mundshëm në detin Jon dhe Adriatik. Theks të veçantë i është dhënë për vendpushimet turistike, ku ne llogaritëm aktivizimin përkatës për secilin nga shtatë burimet.

Së dyti nga pikëpamja gjeografike ngjarje shumë të forta janë të lidhura dhe me struktura shumë sizmogjenike si jugu i Malit të Zi, Shqipëria Perëndimore, Italia Jugore, Gjiri Korrinthit, Greqia Veriore dhe Harku Helenik.

Së treti cunamet jo shumë të forta u gjetën dhe në zonat e tjera cunamigjenike që janë zonat e pushimit në rajonin e deteve Jon-Adriatik (Figura 4).

Së katërti duhet të theksohet që këto rezultate janë të vlefshme për aq kohë sa rekordet e cunamit gjatë shekujve të fundit do të mund të zbatohen për periudha të gjata kohore.

Së pesti nga kjo pikëpamje mangësia e të dhënave të përsëritjes së cunamit në disa kohë dhe në disa zona të caktuara mund të përbëjë një problem serioz për besueshmërinë e përsëritjes së një cunami të fortë në detin Mesdhe.

Së gjashti nga të gjitha burimet e ekzaminuara, vetëm burimi i parë posedon një kërcënim serioz, duke shkaktuar një valë me një amplitudë që arrin deri në 4m në dy vende. Këto janë vende që kanë një popullësi shumë të madhe gjatë sezonit të verës dhe kuptohet që është e nevojshme nevoja për masa të veçanta për zbutjen e rrezikut të cunamit.

Së shtati vëmendja jonë në këtë dokument u përqëndrua në kohën e nevojshme për sinjalet e para që cunami të arrijë në breg, por vëmendje më të thellë duhet ti jepet një studimi të ardhshëm për përhapjen e cunamit për çdo skenar, për të vlerësuar kohëzgjatjet paraprake të fenomeneve, periudhat karakteristike, amplitudat relative të valëve dhe rolin e valës së madhe.

Se teti disa grupe të valëve të cunamit që pritet që të sulmojnë brigjet nuk mund të presim me patjetër që në fillim një valë të madhe. Gjithashtu dhe luhatjet e nivelit të detit janë shumë të rëndësishme për disa orë pas tërmetit, i cili përfaqëson një tjetër çështje të rëndësishme në paralajmërimin e cunamit.

Së nënti shqyrtimi i parametrave të burimit të tërmetit cunamor janë të rëndësishme për të kuptuar pasojat e cunameve për të paralajmëruar rrezikun për njerëzit dhe për dëmet strukturore gjatë bregdetit. Aktualisht mund të ndodhë që një tërmet i madh të gjenerojë një cunam të vogël dhe e kundërta.

Përfundime për gjenerimi i cunamit në detet Adriatik dhe Jon dhe efektet e tyre të mundshme në ekosistemin detar:

Së pari rezultatet e këtij studimi tregojnë se si të ndërtojmë një model të përafërt për strukturimin e detit Adriatik dhe Jon nëse deti Adriatik dhe Jon do të nënshtrohej një aktiviteti sizmik dhe nëse në këto raste do të zhvillohej një cunami në dimensionet detare.

Së dyti struktura fizike mund të dëmtohet nga forca e valës në vetvete, heqjen fizike të florës dhe faunës dhe rritjen e sedimenteve që mund të vrasin specie që janë të ndjeshme nga sedimentet dhe pengesën e bimësisë nëndetare.

Përfundime për përhapjen e valës së cunamit në pikat e zgjedhura:

Së pari në veri në grykëderdhjen e Drinit vala e cunamit ka shumë mundësi që nëse ndodh në një pozicion afër bregut si një valë e një cunami të shkallës së V me lartësi 1 m dhe cunamit i gradës së VI me një valë cunami me lartësi 2 m ka shumë mundësi për përhapje të gjerë në bregdet dhe në rrethinat e në fshatrat dhe edhe në rrugë. Normalisht që vala e cunamit me lartësinë 2 m do të jetë më e dëmshme.

Së dyti në Sarandë cunami i ndodhur afër bregdetit do të ketë ndikim vetëm në pjesët shumë afër bregut për shkak të profilit të lartë të bregut.

Së treti në Vlorë, Grykëderdhjen e Vjosës, Divjakë janë zonat me më shumë rrezik sepse në këto profile për shkak dhe të lartësisë së ulët të zonave afër bregdetit rrezikon që në rastin e një cunami zonat e përmythen dhe të ketë shumë ndikim në periudhën e plazhit të pushimeve kur këto zona kanë shumë popullësi.

Përfundime mbi cunamet e fortë dhe zonat cunamigjene në detin Adriatik

Se pari në këtë studim hetuam të gjithë tërmetet e mundshme cunamigjenik, që kanë ndodhur në detin e Adriatikut që nga viti 1900. Në mesin e dymbëdhjetë tërmeteve vetëm dy ishin të ndjekur nga një cunami. Këto cuname janë ekzaminuar duke ndjekur udhëzimin e katalogut, prandaj ky studim është kontribut për përditësimin e vetë katalogut dhe një përmirësimi njohurive të potencialit cunamigjenik të rajonit të Adriatikut. Këto brigje janë karakterizuar nga plazhet të sheshtë, të mëdha dhe rreziku është veçanërisht i lartë në sezonin e verës, kur plazhet dhe vendpushimet e para të ujit janë të mbushur me turistë. Theks të veçantë i është dhënë resorteve turistike, ku neve kemi llogaritur aktivizimin përkatës të secilit prej burimeve. Nga pikëpamja gjeografike, ngjarje shumë të forta janë të lidhura ose me struktura shumë sizmigjenike si jugu i Malit të zi, Shqipëria perëndimore, Italia e Jugut. Në të kundërt cuname jo shumë të fortë janë gjetur në zonat e pushimit cunamigjenik të rajonit të detit Adriatik.

Se dyti duhet të theksohet, se këto rezultate janë të vlefshme aq sa të dhënat e cunamit gjatë shekujve të fundit mund të zbatohen për periudha të gjata kohore. Nga kjo pikëpamje paplotësia e të dhënave së bashku me kohën shumë të gjatë të përsëritjes që mund të karakterizojë ndodhjen e cunamit në disa zona cunamigjene përbën problem shumë serioz në afrimin e besueshëm të kohës së cunameve të forta në detin Mesdhe. Që kur këto vende janë populluar kryesisht gjatë sezonit të verës, nevoja për masa të veçanta për zbutjen e rrezikut të cunamit është e qartë.

Se treti si konsideratë e fundit, vëmendja jonë fokusohet në kohën e nevojshme për sinjalet e para që cunami të arrijë në brigjet e largëta, por në të vërtetë vëmendje më të thellë duhet të kihet në një studim në të ardhmen në përhapjen e cunamit për çdo skenar, që të

vlerësohet kohëzgjatja totale e fenomenit, perioda karakteristike, amplituda relative e grupit të valëve.

Sistem për paralajmërimin e cunamit për bregdetin Adriatik dhe Jon

Simulimet mbi bregdetin e Shqipërisë në zonat që janë marrë në studim na kanë nxjerrë disa shkallë të rrezikut të cunamit ku ato që janë më të konsiderueshme janë:

- *Shalla V që konsiderohet cunam i fortë (lartësia e valës arrin deri në 1m)*
- *Shkalla VI që konsiderohet cunam me dëmtime të vogla (lartësia e valës arrin deri në 2m)*
- *Shkalla VII që konsiderohet cunam i dëmshëm (lartësia e valës deri në 4m)*

REKOMANDIME

Duke u nisur dhe nga analiza e rezultateve dhe përfundimet e nxjerra deri tani në këtë studim duam të japim disa rekomandime lidhur me vazhdimësinë e tij dhe me aplikimin e tij praktik në vendin tonë.

Së pari ky studim është baza fillestare për një fenomen ekzistues dhe të rrezikshëm që mund të ndodhi në çdo kohë të cilit nuk i dihet as perioda e ndodhjes dhe as ndikimi që do të kishte në brigjet tona. Pavarësisht se një pjesë e konsiderueshme e tyre janë dhënë dhe janë marrë parasysh. Prandaj rekomandojmë që të vazhdohet me një plan aplikimi të tij në brigjet e deteve Adriatik dhe Jon. Minimalisht të bëhet një ndërgjëgjësim i popullësisë dhe banorëve të zonave bregdetare për mënyrën e veprimit në rastet e një cunami.

Së dyti përveç cunameve të dukshme në bregdet janë dhe cunamet që kanë një impakt shumë më të vogël por cuname të tillë ndikojnë në fizionominë e bregdetit, ndikojnë në errozionin e bregdetit dhe gjithashtu dhe në ndërtimet që janë bërë në bregdet. Duhet të shikohet në periudha të vazhdueshme kohe se sa është shkalla e dëmtimeve të tilla në struktura, Ndaj rekomandojmë gjithashtu vazhdimin e këtij studimi në këtë fushë të ndërtimeve.

Së treti ajo që mendojmë se është e rëndësishme është studimi se si cunamet dhe minicunamet mund të ndikojnë në ekologjinë e bregdetit dhe detit. Duhet të vazhdohet një studim përse i përket ndikimit të tyre në pika të veçanta të bregdetit tonë.

Së katërti për vazhdimin e një studimi tjetër pak më të thelluar rekomandojmë që të ndërtohet një laborator për valët detare dhe cunamogjene në të cilin të behen matje më të thelluara. Ky laborator do të mund të përdorej si për studimin fizik të modelimeve të valëve detare në disa lloj dimensionesh dhe drejtimesh, mund të përdoret nga drejtimë të ndryshme të Inxhinierisë së Ndërtimit, Gjeologjike, Fizike, Navale dhe Mekanike.

Së pesti rekomandohet që të krijohet një bashkëpunim edhe me vendet fqinje që merren me studime të tilla për vendosjen e sensoreve të cunameve edhe në brigjet tona në mënyrë që raste të tilla të jenë më të qarta dhe më të lehta për tu dedektuar. Kjo do të ndihmojë dhe studiues Shqipëtarë për vazhdimin e ndërtimit të database-ve me të dhëna të tilla.

LITERATURA

- Adisa Dabardini, Rrapo Ormeni (2013) "Generation of tsunami wave by earthquake in Adriatic Sea" Alb-Shkenca International Conference, Tirana,.
- Adisa Dabardini, Rrapo Ormeni (2014) "Mechanical wave earthquake/generatd in Adriatic sea". Alb-Shkenca International Conference, Kosovo,.
- Adisa Dabardini, Elton Rogozi, Rrapo Ormeni (2015) "The effect of earthquakes on marine ecosystems in adriatic sea " International Conference of Echology (ICE), Tirane.
- Adger W.N., Hughes T.P., Folke C., Carpenter S.R. & Rockström J. (2005). Social-ecological resilience to coastal ecosystems. *Science* 309: 1036-1039.
- Aliaj Sh., Sulstarova E., Muço B., Koçiu S., (2001). Seismotectonic map of Albania, schale 1:500.000: Seismological Institute Tirane
- Aliaj Sh, (1998) Neotectonic Structure of Albania. AJNTS, Nr. 4
- Aliaj Sh, (2000a) Active fault zones in Albania. XVII Gen. Ass. of ESC, Book of Abstracts and Papers, 74. Lisbon, Portugal 10-13 September 2000
- Aliaj Sh, (2000b) Neotectonics and seismicity of Albania. In book of Meço, S., Aliaj., Sh. and Turku, I: "Geology of Albania", 155-178. Gebruder Borntraeger. Berlin. Stuttgart.
- Aliaj Sh, Kociaj S., Sulstarova, E., Muço, B., (2010) "Neotectonic Structure of Albania" AJNTS, NR.4, Tiranë pp. 89-101.
- Aliaj Sh, Sulstarova, E., Muço, B., Koçiu, S., 2000. Seismotectonic Map of Albania, scale 1:500.000. Seismological Institute Tirana
- Ambraseys NN, (1962) Data for the Investigation of the Seismic Sea Waves in the Eastern Mediterranean, B. Seismol. Soc. Am., 52(4), 895–913, 1962.
- Ambraseys, N.N. (1962). "Data for the Investigation of the Seismic Sea-Waves in the Eastern Mediterranean", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 52, pp. 895-913.
- Ambraseys, N.N. (2002). "Seismic Sea-Waves in the Marmara Sea Region during the Last 20 Centuries", Journal of Seismology, Vol. 6, No. 4, pp. 571-578.
- Aksornkoae S. & Tokrishna R. (2003). Overview of shrimp farming and mangrove loss in Thailand. In: *Shrimp Farming and Mangrove Loss in Thailand* (eds E.B. Barbier and S. Sathirathai). Edward Elgar Publishing Ltd., Northampton, USA.
- Alongi, D.M. (2002). Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation* 29(3): 331-349.
- Alongi, D.M. (2008). Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76: 1-13.
- Barbier E. & Cox M. (2002). Economic and demographic factors affecting mangrove loss in the coastal Provinces of Thailand, 1979-1996. *Ambio* 31(4): 351-357.
- Barbier E.B. & Sathirathai S. (eds) (2003). *Shrimp Farming and Mangrove Loss in Thailand*. Edward Elgar Publishing Ltd., Northampton, USA.
- Baird A.H., Campbell S.J., Anggoro A.W., Ardiwijaya R.L., Fadli N., Herdiana Y., Kartawijaya T., Mahyiddin D., Mukminin A., Pardede S.T., Pratchett M.S., Rudi E. & Siregar A.M. (2005). Acehnese reefs in the wake of the Asian Tsunami. *Current Biology* 15: 1926-1930.
- Biçoku T, (1964) Analysis and synthesis of seismic explorations in Periadriatic Depression. D. Sc. Thesis, Central Archive of Geology Tirana 271 p (in Albanian)..

- Cabreta, M.A., Seijo, J.C., Euano, J. and Perez, E. (1998). Economic values of ecological services from mangrove ecosystem. *International Newsletter of Coastal Management* 33:1-2.
- Cahoon D.R., Hensel P., Rybczyk J., McLee K.L., Proffitt C.E. & Perez B.C. (2003). Mass tree mortality leads to mangrove peat collapse at Bay Islands, Honduras, after Hurricane Mitch. *Journal of Ecology* 91: 1093-1105.
- Cabreta, M.A., Seijo, J.C., Euano, J. and Perez, E. (1998). Economic values of ecological services from mangrove ecosystem. *International Newsletter of Coastal Management* 33:1-2.
- Daberdini A, Ormeni Rr, (2013) Mechanical wave of earthquakes generated in Adriatic sea. International Geosciences Conference, GeoALB Kosovo, 2013
- Daberdini A, Ormeni Rr, (2014) Modelimi numeric i vales se cunamit sipas modelit Boussinesq. International Geosciences Conference, GeoALB Kosovo, 2014
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF, Stein S, (2001) Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425–478, 1990.
- Fujima K, (1988) Long wave propagation on large roughness, ITS Proceedings, Session 7, 891–895.
- Jackson J, McKenzie D. (1998). Rates of active deformation in Aegean Sea and surrounding regions, *Basin Res.*, 1, 121-128.
- Kociaj, S., (1986) Rrëziku i Kores se Tokës në Shqipëri dhe saktësimi i tij për sheshet e ndërtimit. Disertacion për gradën “Doktor i Shkencave”
- Makropoulos C, Burton PW, (1981) A catalogue of the seismicity in Greece and adjacent areas, *Geophys. J. Roy. Astr. S.*, 65, 741-762.
- Monopolis D, Bruneton A, (1982) Ionian Sea (Western Greece): its structural outline deduced from drilling and geophysical data. *Tectonophysics*, 83.
- Muço B, (1994) Focal mechanism solutions of Albanian earthquakes for the period 1964-1988. *Tectonophysics*, 231, 311-323
- Ormeni Rr (2006). "Distribution of earthquakes foci with representative epicenter ". "Bulletin of Technical Sciences". Polytechnic University of Tirana, 2006
- Ormeni. Rr. (2010). “Struktura e shpejtesive te valeve P,S te kores se tokes dhe vecorit sizmoaktive te saj” Botimet Kumi, Tirane
- Ormeni. Rr (2011). "P- & S-Wave Velocity Model of the crust and uppermost mantle of the Albania region" ELSEVIER, Journal of Tectonophysics, Vol 497, 2011
- Ormeni Rrapo, et.al (2011). “ The seismoactive layers of the Albanian esrth’s crust seismogenic zones. 6th Congress of the Balkan Geophysical Society 3rd-6th October, 2011, Budapest, Hungary
- Ormeni, Rr [2012]. “Analysis of feature of recently earthquakes occurred in Elbasani-Dibra seismogenic zone and its associated hazard”. Jubilee Conference of Geology October 2012, Tirana, Albania
- Ormeni Rrapo, Dushi Edmond, Shatro Astrit, Denisa Daberdini, Basholli Fatmir (2013). “Resent seismic activity of the Lezha-Ulqini seismogenic zone and its associated hazard”. International Balkans Conference on Challenges of Civil Engineering, 2013, EPOKA University, Tirana, ALNABIA
- Ormeni. Rr., et al (2013). "Moderate earthquakes in Albania during 2009 and their associated seismogenic zones", *Italian Journal of Geosciences*, Vol 132, Nr 2, 2013
- Ormeni Rr, (2015). “Mapping b-value in the seismogenic zones of Albania region” Proceeding of the 8th Congress of the Balkan Geophysical Society, 4-8 October 2015, Crete, Greece

- Papazachos B, Papazachou C, (1997) The Earthquakes of Greece, Ziti Publication Co., Thessaloniki, 304 pp.
- Papazachos BC, Dimitriu PP, (1991) Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanisms, *Nat. Hazards*, **4**, 161-170.
- Papazachos BC, Koutitas Ch, Hatzidimitriou PM, Karacostas BG, Papaioannou ChA, (1986) Tsunami hazard in Greece and the surrounding area, *Ann. Geophys.* **4**, 79–90.
- Papadopoulos, G.A. (2002). “Tsunamis in the East Mediterranean: A Catalogue for the Area of Greece and Adjacent Seas”, Proceedings of the International Workshop on Tsunami Risk Assessment beyond 2000: Theory, Practice and Plans, Moscow, Russia, pp. 34-42.
- Papadopoulos, G.A. (2003b). “Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean: Strong Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece”, *Natural Hazards*, Vol. 29, No. 3, pp. 437-464.
- Papadopoulos, G.A. (2005). “Tsunamis in the Mediterranean Sea” in “The Physical Geography of the Mediterranean Sea”, Oxford University Press (under preparation).
- Papadopoulos, G.A. and Plessa, A. (2001). “Historical Earthquakes and Tsunamis of the South Ionian Sea Occurring from 1591 to 1837”, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XXXIV, No. 4, pp. 1547-1554.
- Dorenbosch M., van Riel M.C., Nagelkerken I. & van der Velde G. (2004). The relationship of reef fish densities to the proximity of mangrove and seagrass nurseries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 60: 37-48.
- Duarte C.M. (2002). The future of seagrass meadows. *Environmental Conservation* 29: 192-206. EJF (2006). *Mangroves: Nature 's defence against Tsunamis – a report on the impact of mangrove loss and shrimp farm development on coastal defences*. Environmental Justice Foundation, London, UK.
- Roure F, Polino R, Nicolich R, (1990) Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. *Mem. Soc. Geol. France*, N.S., n. 156.
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S. and Shchetnikov, N.A. (2000). “Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.-2000 A.D.”, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Soloviev SL, Solovieva ON, Go CN, Kim KS, Shchetnikov NA, (2000) Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.– 2000 A.D., in: *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Volume 13, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 237 pp.
- Sulstarova E, Koçiaj S, Aliaj Sh, (1980) Seismic Regionalization of Albania. Shtypshkronja “Mihal Duri” Tirana, 297 p (in Albanian and in English).
- Taymaz T, Jackson, JA, Westway R, (1990) Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-732.
- Tinti, S. and Maramai, A. (1996). “Catalogue of Tsunamis Generated in Italy and in Côte d’ Azur, France: A Step towards a Unified Catalogue of Tsunamis in Europe”, *Annali di Geofisica*, Vol. 39, pp. 1253-1299.
- Tinti, S., Maramai, A. and Graziani, L. (2004). “The New Catalogue of Italian Tsunamis”, *Natural Hazards*, Vol. 33, No. 3, pp. 439-465.
- Tselentis G-A, Gkika F, Sokos E, (2006) Tsunami hazards associated with the Perachora fault at eastern Corinth gulf, Greece, *B. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 1649-1661.

ANEKSI 1

Ngjarje të mundshme të cunamit në të ardhmen në detet Adriatik dhe Jon

Ngjarje e cunamit të shkaktuar nga rrëshqitja e një pjesë të malit vullkanik Etna ndodhet në Sicili të Italisë dhe që është vullkani më aktiv që ndodhet në Europë.

Përpara 8000 vitësh një cunam gjigand mbi 100 këmbë i cili është shkaktuar nga rrëshqitja e një pjesë të malit ka shkaktuar shkatërrimin e të gjithë territorit të detit Mesdhe dhe gjithashtu edhe në bregdetet Adriatik dhe Jon.

Një rrëshqitje e tillë e përmasave është marrë vazhdimisht në studim nëse mund të ndodhi përsëri në ditët e sotme.

Janë bërë studime në zonat e malit dhe shkencëtarët kanë gjetur një zonë që duket ndryshe nga pjesa tjetër e malit i cili tregon se një pjesë e madhe e malit ka rrëshqitur në mënyrë të dhunshme.



Fig.1 Mali vullkanik Etna në Itali



Fig.2 Pjesë e malit e cila ka rrëshqitur



Fig.3 Mënyra se si është bërë përhapja e valës



Fig.4 Vala e cunamit që ka goditur bregdetet e Mesdheut

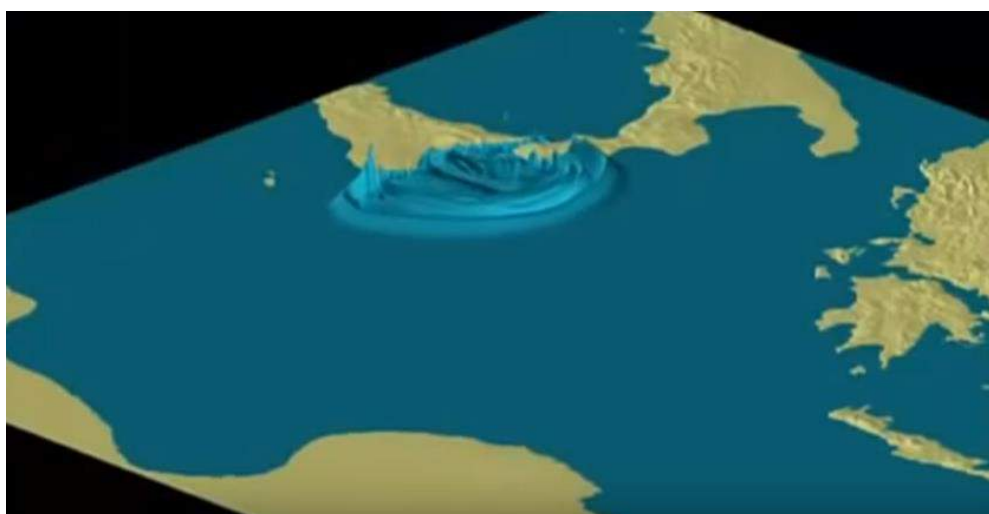


Fig.5 Vala e simuluar e cunamit të ndodhur.

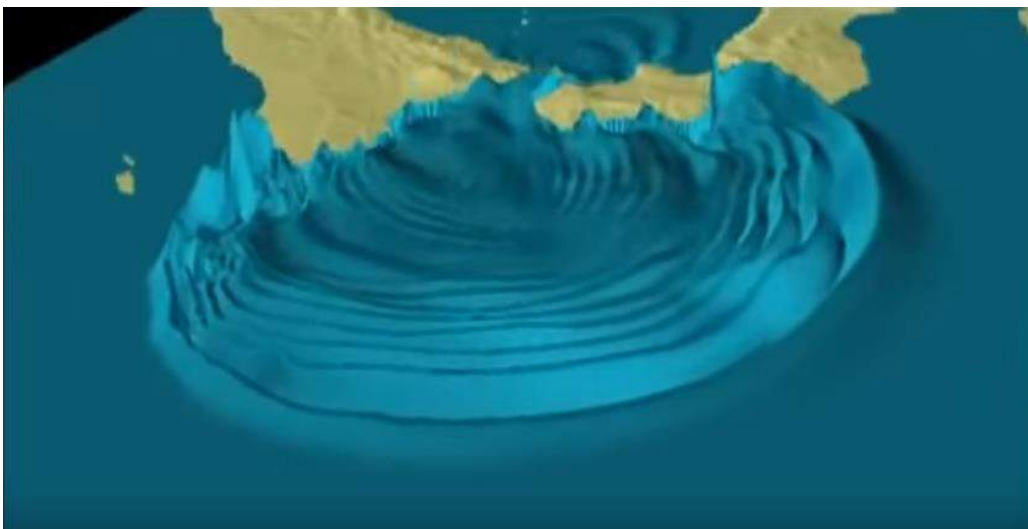


Fig.6 Vala e simuluar e cunamit të ndodhur.



Fig.7 Vala e cunamit dhe menyra se si kalon në shtratin e detit duke marrë me vete dhe sedimentet.



Fig.8 Mënyra se si kjo valë do të kalonte në detin Jon



Fig.9 Kalimi i valës i shkaktuar nga cunamit i rrëshqitjes të malit Etna.

ANEKSI 2

Intensiteti i shkallëve të cunamit e bërë në vitin 2001

Kjo shkallë me 12 pikë e intensitetit të cunamit është propozuar në vitin 2001 nga Gerassimos Papadopoulos dhe Fumihiko Imamura. Ajo ka për qëllim të korrespondojë me shkallën aktuale të intensitetit të tërmetit si shkallët e EMS ose Mercalli. Shkalla e cunamit është e rregulluar në bazë të efekteve të një cunami mbi njerëzit (a), efektet në objekte, duke përfshirë dhe anijet (b), dhe dëmtimet në banesa (c). Duhet të kemi parasysh që ngjarjet në shkallët e cunamit, si dhe në tërmetet që i shkaktojnë ato janë akoma në zbulim dhe kjo bëhet duke u nisur nga vlerësimet e shkallës.

Autorët e shkallës së cunamit propozuan një tentative, korelacion i përafërt me lartësitë e valës së cunamit, të cilat i kemi paraqitur dhe më poshtë. Gradat e dëmtimit janë: 1-dëmtimet e lehta, 2-dëmtime të moderuara, 3-dëmtime të rënda, 4-shkatërrimi, 5-kolaps i përgjithshëm (këto janë më të detajuara në IASPEI manuali i praktikës vëzhguese sizmiologjike).

I.I pandjeshëm (not felt)

II. Ndihet me zor (scarcely felt)

- a) Ndjehehet nga disa njerës në bord-et e anijeve të vogla. Nuk është verejtur në bregdet.
- b) Nuk ka efekte
- c) Nuk ka dëme

III. I Dobët (weak)

- a) Ndjehehet nga shumica e njerëzve në bordet e anijeve e vogla. Vëzhgohet nga disa njerëz në bregdet.
- b) Nuk ka efekte
- c) Nuk ka dëme

IV. Verehet në masë të madhe (largely observed)

- a) Ndjehehet nga të gjitha anijet në bordete vogla dhe nga pak njerëz në anijet me bordet e mëdha. Vëzhgohet gjithashtu nga shumica e njerëzve në bregdet.
- b) Ka lëvizje të pakta në tokë.
- c) Nuk ka dëme

V. I Fortë (Strong-Lartësia e valës shkon deri në 1 metër)

- a) Ndjehehet nga të gjitha anijet dhe nga ato me borde të mëdha dhe shikohet nga të gjithë në breg. Shumë pak njerëz janë të frikësuar për tu drejtuar në tokë të lartë.
- b) Shumë anije të vogla lëvizin me forcë në tokë, disa prej tyre rrezojnë njëra tjetrën ose përmbysen. Gjurmët e shtresës së rërës janë lënë mbrapa në tokë në rrethana të favorshme. Përmbytje e kufizuar e tokës së kultivuar.
- c) Përmbytje e kufizuar e objekteve në natyrë dhe e strukturave pranë bregdetit.

VI. Pak të dëmshëm (Slightly damaging) (Deri në 2 m lartësi të valës së cunamit)

- a) Shumë njerëz janë të frikësuar dhe drejtohen në tokë të lartë.
- b) Shumica e varkave të vogla lëvizin me forcë në tokë, përplasen me njëra tjetrën ose përmbysen.
- c) Dëmtime dhe përmbytje të disa stukturave prej druri. Shumica e ndërtesave murale e përballojnë.

VII. Të dëmshëm (damaging- me një lartësi vale deri në 4m)

- a) Shumë njerëz janë të frikësuar dhe përpiqen që të shkojnë drejt tokës së lartë.
- b) Shumë anije të vogla të dëmuara. Pak anije të mëdha luhaten dhunshëm. Objekte e madhësive të ndryshme përmyten. Shtresa e rrës dhe akumulimet janë lënë mbrapa.
- c) Shumë struktura druri janë të dëmtuara, disa janë të shkatërruara ose janë lëvizur fare. Kemi dëmtime të gradës së parë ose përmytje në banesat.

VIII. Dëmtime të rënda (Haavi damaging – lartësi e valës 4 m)

- a) Të gjithë njerëzit mundohen që të shpëtojnë në tokë të lartë dhe disa i ka marrë vala me vete.
- b) Shumica e objekteve të vogla janë dëmtuar dhe disa janë marrë nga vala. Pak anije të mëdha janë zhvendosur në bregdet ose kanë rrezuar njëra tjetrën. Kemi erozion dhe përmytje të mëdha. Dëmtime të lehta në pyje.
- c) Shumica e strukturave prej druri janë marrë me vete dhe ndërtesat kanë dëmtime të gradës së dytë. Kurse ndërtesat e përforcuara siç duhet u shpëtojnë dëmeve ose kanë përmytje të klasës së parë.

IX. Shkatërrues (Destruktive- lartësia e valës shkon deri në 8 m)

- a) Shumë njerëz i ka marrë vala me vete
- b) Anijet e vogla janë shkatërruar ose i ka marrë vala me vete. Shumë anije të mëdha janë zhvendosur me dhunë në bregdet dhe disa janë shkatërruar. Erozion i gjerë në të gjithë plazhin, shkatërrim i pjesshëm në pyje, fundosje e terrenit lokal.
- c) Ndërtim i shkallës së tretë në shumë banesa murature, dhe disa banesa të përforcuara prej betoni vuajnë dëmtime të shkallës së dytë.

X. Shumë shkatërrues (very destructive- lartësia e valës shkon deri në 8 metra)

- a) Panik i përgjithshëm dhe shumicën e njerëzve i merr vala me vete.
- b) Shumë anije të mëdha janë zhvendosur me shumë në breg, shumë janë shkatërruar ose kanë rënë ndesh me banesat. Shumë nga pjesët e fundit të detit janë lëvizur në tokë. Makinat përmysen dhe përmyten. Ka derdhje nafte dhe fillojnë zjarret. Ndodh fundosje e gjerë në terren.
- c) Dëmtime të shkallës së katërt në ndërtesat murale, disa ndërtesa të përforcuara prej betoni vuajnë dëmtime të gradës së 3. Dëmtime në argjinaturë dhe valëpritesit e portit janë të dëmtuar.

XI. Shkatërrues (Devasting-lartësia e valës shkon deri në 16 m)

- a) Ndërpritet çdo vijë jete. Zjarret janë intensive. Uji sjell objekte dhe makina të tjera në det. Bordurat e mëdha të fundit të detit janë sjellë në tokë dhe janë lëvizur totalisht.
- b) Dëmtimi i klasës së 5 në shumë ndërtesa murale kurse ndërtesat e përforcuara prej betoni vuajnë dëmtime të shkallës së 4-t dhe të 3-të.

XII. Plotësisht Shkatërrues (Completely devastating- lartësia e valës shkon deri në 32m)

- Praktikisht të gjitha ndërtesat murale janë demoluar. Shumica e ndërtesave të rifuorcuara me beton vuajnë dëmtime të klasës së 3-të.